

SAPIENZA

UNIVERSITÀ DI ROMA



**Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
(XXIX ciclo)**

**Influenza delle variazioni anemometriche di lungo
periodo sull'erosione delle spiagge tirreniche della
Calabria: il caso di studio della spiaggia di Belvedere
Marittimo (CS)**

Docente Guida: Prof.ssa Lina Davoli

Dottorando: Gianfranco Calise

ROMA, 2017

INDICE

Capitolo 1 – Introduzione	4
Capitolo 2 – Area di studio	6
2.1 La Calabria	6
2.1.1 Caratteristiche litologiche e strutturali della fascia costiera in esame.....	8
2.2 L'area costiera di Belvedere Marittimo – cenni storici ed evoluzione recente	13
2.2.1 Caratteristiche geomorfologiche.....	14
2.2.2 Caratteristiche sedimentologiche	19
Capitolo 3 – Dati e metodologia	21
3.1 Stazioni meteorologiche e dati anemometrici.....	21
3.2 I grafici polari	22
3.3 Analisi statistica preliminare.....	22
3.4 Hidden Markov Model (HMM) e la distribuzione circolare Inverse Wrapper Poisson (IWP)	26
3.5 Analisi dei dati ondametrici	30
3.5.1 Profondità di chiusura	30
3.5.2 S.WA.N. – Ricostruzione del moto ondoso.....	30
3.6 MOHID Water	31
3.7 Linee di riva e valutazioni degli effetti dell'idrodinamica	35
Capitolo 4 – Risultati	37
4.1 Grafici polari	37
4.1.1 Stazione di Capo Palinuro.....	37
4.1.2 Stazione di Bonifati	44
4.1.3 Stazione di Lamezia Terme.....	50
4.1.4 Stazione di Crotone.....	54
4.2 Risultati dell'analisi statistica preliminare	61
4.3 Hidden Markov Model (HMM)	65
4.4 Risultati dell'analisi sui dati ondametrici	72
4.4.1 Profondità di chiusura	72
4.4.2 S.WA.N.	72

4.5 MOHID Water	76
4.6 Linee di riva	84
4.6.1 Il tratto A-B	84
4.6.2 Il tratto B-C	84
4.6.3 Bilancio sedimentario	85
Capitolo 5 – Discussione dei risultati	87
Capitolo 6 – Conclusioni	92
Bibliografia	95
Ringraziamenti	98

CAP. 1 – INTRODUZIONE

Il paesaggio costiero è caratterizzato da una morfologia estremamente mutevole nel tempo ed è il risultato dell'azione combinata di processi fluviali, marini, eolici e antropici. Le aree costiere sono state da sempre considerate dall'uomo di particolare interesse, in quanto qui ha trovato le condizioni favorevoli per il proprio sviluppo sociale ed economico. Ciò ha portato spesso ad una eccessiva pressione sui paesaggi costieri, con gravi conseguenze sul territorio (Nordstrom, 2000; Komar, 2011).

Negli ultimi decenni le zone costiere italiane hanno subito una intensificazione dei fenomeni erosivi, con un conseguente arretramento della linea di riva. Ciò ha reso necessari urgenti e costosi interventi di difesa, al fine di proteggere la costa. In particolar modo, le spiagge della Regione Calabria hanno registrato un cospicuo e diffuso fenomeno di erosione a partire dalla seconda metà del XX secolo. Una delle spiagge calabresi maggiormente colpite è stata quella sita nel comune di Belvedere Marittimo, in provincia di Cosenza, dove si è registrato un piccolo erosivo negli anni '70/'80 (Bellotti et al., 2009), preceduto da un periodo di relativa stabilità, dal 1873 al 1955. Molte sono state le opere di difesa realizzate lungo tutto il litorale, ma tali opere sono state spesso danneggiate dalle violente mareggiate invernali, rendendo necessaria la riprogettazione e il ripristino delle scogliere.

Alla base dei processi erosivi si annoverano cause naturali come la diminuzione delle precipitazioni (D'Alessandro et al., 2002; Bramati et al., 2014), ma anche cause antropiche come la costruzione di porti e moli, di dighe sui fiumi nonché l'estrazione di inerti dagli alvei fluviali con ovvie ripercussioni sul bilancio sedimentario delle spiagge (Tarragoni et al., 2011; Tarragoni et al., 2014; Tarragoni et al., 2015a; Tarragoni et al., 2015b). Altro elemento climatico responsabile della morfoevoluzione delle spiagge è il vento: una variazione nell'intensità e nel regime del vento può comportare un mutamento nell'idrodinamica della zona, tanto da aumentare la vulnerabilità delle spiagge e l'inefficacia delle opere di difesa (De Winter et al., 2013; Weisse et al., 2012; Matulla et al. 2012). Secondo studi effettuati il clima ha subito alcuni mutamenti dovuti a cause su scala globale come il *Global Warming* (Wang et al. 2006). Ciò ha comportato durante il XX secolo un aumento del livello del mare di 0,15-0,20 metri e un intensificarsi dei cicloni tropicali ed extra-tropicali (Komar, 2011). Il fenomeno del *Global Warming*, nel bacino del Mediterraneo, ha comportato una deviazione delle perturbazioni cicloniche verso l'Europa Centrale e una diminuzione degli eventi estremi nel bacino del Mediterraneo (Wang et al., 2006; Beniston et al., 2007; Giorgi & Lionello, 2008; Lionello et al., 2008). Il Mediterraneo centrale non è però nuovo al fenomeno dell'aumento della ventosità, riscontrato già a partire dalla metà degli anni '70 sino al 1996, in correlazione con l'aumento delle temperature (Pirazzoli et al., 2003; Pirazzoli & Tomasin, 2009), un fatto che ha trovato anche riscontro nel decennio successivo, secondo quanto riportato dall'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007), sia pure con delle controtendenze locali.

Di primaria importanza, per la gestione e difesa della costa, è la conoscenza dettagliata del clima meteomarinario che, da quanto sopra esposto, tende a cambiare. Per poter effettuare uno studio sulla possibile evoluzione del clima è necessario avere una consistente serie di dati, che nel caso del moto ondoso risultano limitati e lacunosi. In assenza di dati ondometrici di lungo periodo, si è dunque fatto ricorso a dati anemometrici relativi agli ultimi 50 anni. Ciò ha consentito di valutare, in modo indiretto, i cambiamenti dello "stato del mare" e conseguentemente le variazioni nell'idrodinamica costiera. Preliminarmente sono stati effettuati multipli e rigorosi test statistici che hanno consentito di omogeneizzare i dati anemometrici e di validare l'ipotesi iniziale di una

variazione nel regime anemometrico. L'innovatività di tale approccio metodologico è anche legato al fattore di scala. A differenza di quanto fatto in precedenza, in questa tesi di dottorato si è valutato il clima meteomarinico (comprensivo di un modello di propagazione delle onde a costa e della simulazione di un modello che stima l'idrodinamica innescata dal vento) di un paraggio costiero di pochi chilometri.

Il presente lavoro si prefigge quindi di mettere in relazione le variazioni del regime anemometrico locale con le variazioni nella morfodinamica costiera di un tratto di spiaggia, listato da una serie di opere di difesa che si sono rivelate poco efficaci ai fini del pascimento della stessa. Tale metodologia, in un ambiente microtidale dove domina l'energia del moto ondoso, è facilmente esportabile su qualunque tipo di costa mobile che abbia in prossimità una stazione anemometrica, in grado di fornire serie storiche di dati, sopperendo così all'assenza o carenza di dati ondometrici.

Un'analisi di questo tipo permetterebbe quindi di:

- 1) valutare le oscillazioni decennali del clima ondoso (un intervallo di tempo generalmente coincidente con la durata media di un'opera di difesa);
- 2) valutare i cambiamenti nel verso della corrente lungoriva, in particolare nel semestre invernale, responsabile dello spostamento dei materiali lungo costa (drift);
- 3) di indicare possibili correttivi alle opere di difesa qualora non risultino efficaci ai fini del pascimento dell'arenile.

CAP. 2 – AREA DI STUDIO

Il tratto di costa di interesse è situato sul versante tirrenico della Calabria, tra Diamante e Cittadella del Capo, in provincia di Cosenza. Al centro di questa porzione di litorale vi è il comune di Belvedere Marittimo, importante centro turistico che negli ultimi decenni ha subito un incremento dell'azione erosiva e dove sono stati effettuati numerosi interventi a scopo difensivo (Fig. 2-1).

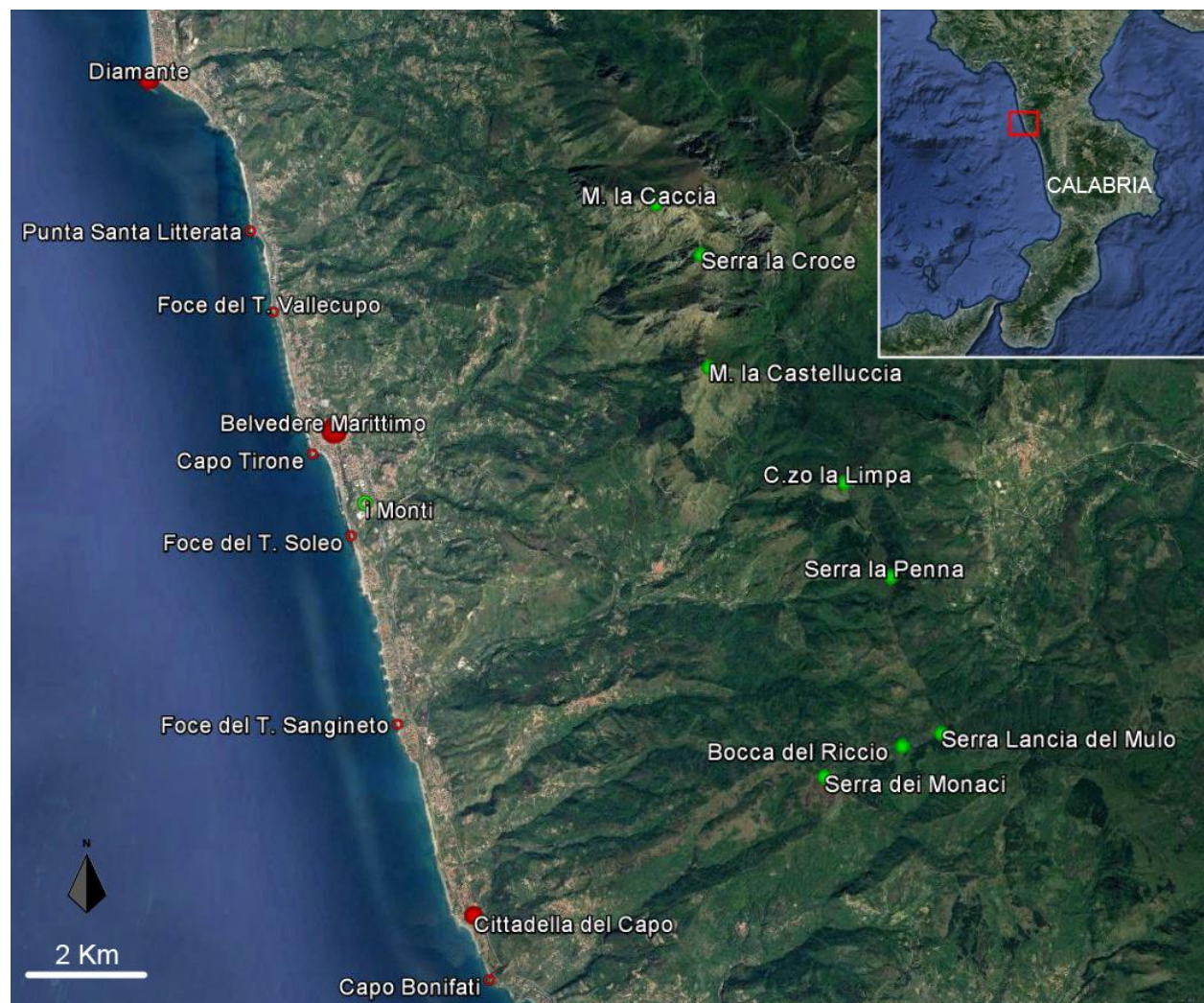


Fig. 2-1 – Area di studio (da Diamante a Capo Bonifati), con indicati i punti di interesse e le foci dei principali corsi d'acqua. Immagine da Google Earth, 2016.

2.1 La Calabria

La regione Calabria si allunga per circa 250 km in direzione Nord-Sud all'estremità dell'Italia meridionale. Ha uno sviluppo costiero di ben 740 km, essendo bagnata ad Ovest dal Mar Tirreno e a Est dal Mar Ionio. La costa si presenta costituita prevalentemente da spiagge (615 km, circa l'83%) e secondariamente da coste rocciose (125 km, circa il 17%) (Accordi & Lupia Palmieri, 1991). A Nord è presente l'unico confine terrestre, che si estende per 80 km.

Il territorio calabrese si presenta prevalentemente collinare e montuoso, con forme aspre che si elevano improvvisamente sul mare, soprattutto sul versante tirrenico (**Fig. 2-2**). Dal Monte Pollino (2261 m), a Nord, si sviluppa per circa 70 km verso Sud la Catena Costiera, che culmina a 1541 m con il Monte Cocuzzo. Nella zona centro orientale vi è il blocco della Sila, che raggiunge quasi i 2000 m con il Monte Botte Donato. Oltrepassata la zona depressa della Stretta di Catanzaro, vi è nuovamente la zona montuosa de “Le Serre” (che culmina con il Monte Pecoraro, 1420 m). L'estremità meridionale della regione è invece caratterizzata dalla presenza di superfici sub-orizzontali solcate da ripide scarpate e fiumare, dove è presente l'Aspromonte (1956 m). L'orografia del luogo ha sicuramente un ruolo importante sull'influenza della direzione del vento. I rilievi montuosi sono barriere in grado di deviare, incanalare, ostacolare o produrre un sollevamento repentino delle masse d'aria in arrivo (es. staü/föhn). Ciò risulterà evidente nel capitolo relativo alle analisi dei dati anemometrici ove, alle diverse stazioni di misura pur poste non molto distanti fra di loro, le direzioni principali di provenienza dei venti sono molto diverse in quanto fortemente condizionate dall'assetto orografico.



Fig. 2-2 – Principali rilievi della regione Calabria.

2.1.1 Caratteristiche litologiche e strutturali della fascia costiera in esame

La Calabria è la parte più meridionale dell'orogeno appenninico peninsulare, costituito da una catena a falde per lo più est-vergente. In questa regione l'orogeno è caratterizzato dalla deformazione di due domini paleogeografici, uno interno e uno esterno. Quello esterno è formato da una successione sedimentaria triassico-basso miocenica, che è deposta sulla crosta continentale lungo il margine passivo Adria-Apulia-Africa. Quello interno è formato da una successione tettonico-sedimentaria, giurassico superiore-oligocenica dell'Oceano Ligure-Piemontese, legato al Mare Neotideo (Parotto & Praturlon, 2004). I terreni del dominio interno sono formati da rocce cristalline (metamorfiche e magmatiche). Queste due successioni costituiscono rispettivamente la catena appenninico-magrebide e l'arco calabro-peloritano. Questi due domini erano contigui sino alla fine del Mesozoico e vennero deformati ed assimilati nella catena appenninica con la collisione tra la zolla europea e quella ionico-adriatica. La porzione calabrese della catena appenninico-magrebide affiora nel Massiccio del Pollino, separata dal dominio interno dalla linea tettonica di Sangineto (che si estende seguendo una direzione NE-SO, dal Tirreno allo Ionio). L'arco calabro-peloritano costituisce tutto l'orogeno calabro a Sud della linea di Sangineto. Secondo Tortorici (1982), l'arco calabro può essere diviso in due settori, uno a Nord e uno a Sud di un'ipotetica linea che va da Capo Vaticano a Soverato. Quello settentrionale è caratterizzato da unità ofiolitiche, dal metamorfismo eoalpino nelle unità cristalline, dalle deformazioni del Cretacico superiore e da un raddoppiamento della crosta. Quello meridionale è privo di unità ofiolitiche, le principali deformazioni sono più recenti (Eocene-Aquitano) e il raddoppiamento della crosta risulta assente. L'intera area è caratterizzata da una significativa tettonica che ha portato alla formazione di faglie e fratture e la genesi di *horst* e *graben*. Anche il fondale marino risente della tettonica tanto che quasi tutta la costa calabrese non presenta una piattaforma continentale ben sviluppata o zone a debole pendenza a fare da raccordo tra costa e fondale. Numerosi canyon sottomarini caratterizzano la scarpata continentale e le loro testate sono talvolta molto prossime a costa, favorendo il rapido trasferimento dei sedimenti fluvio-litorali al bacino profondo (Regione Calabria Autorità di Bacino, 2013).

L'area costiera esaminata (**Fig. 2-1**) è situata in quella che viene definita Catena Costiera e fa parte di un quadro geologico estremamente complesso. La Catena Costiera risulta dissecata profondamente da valli fluviali, orientate circa perpendicolarmente alla linea di costa, che alimentano spiagge di sabbia medio/fine e di rado grossolana, generalmente distribuite con sabbia media fino alla isobata di -5 metri e fine a seguire fino a quella di -10 metri (Regione Calabria Autorità di Bacino, 2013). I bacini idrografici sono di piccola estensione con numerose aste fluviali; i più importanti sono il T. Vallecupo e il T. Soleo, con un apporto solido pari a circa 110.000 m³/anno, a cui si aggiunge il T. Sangineto, che sebbene abbia un bacino più esteso, presenta un apporto modesto, pari a 70.000 m³/anno. Questi bacini sono risultati insufficienti ad alimentare il litorale (Regione Calabria Autorità di Bacino, 2013).

Il **T. Vallecupo (Fig. 2-3)** ha la sua testata attorno ai 1300 metri s.l.m. (versante sud-occidentale del M. la Caccia) e presenta litologie generalmente uniformi tra i due versanti.

Nella parte alta del bacino imbrifero, sino a circa 825 metri s.l.m., affiorano dolomie, calcari dolomitici e calcari grigi, spesso ricristallizzati, localmente in facies di scogliera con alghe. Le rocce si presentano ben stratificate e fratturate e poco erodibili, eccetto gli affioramenti più fratturati, che registrano anche una permeabilità elevata. Sul versante sinistro è inoltre presente detrito di falda.

A seguire, con contatto tettonico tra le quote 825 e 725 s.l.m., affiorano calcari, calcari dolomitici e dolomie ben stratificati, grigio-scuri, locali lenti di selce e intercalazioni di argilliti fogliettate grigio-scuere o rossastre. La permeabilità è elevata.

Da qui sino alla quota di 350 metri circa s.l.m. si rilevano scisti filladici grigi con intercalazioni di quarziti e piccoli ammassi di serpentiniti. Gli scisti si presentano lenticolari. Le quarziti sono intersecate da vene irregolari di quarzo. Le rocce sono attraversate da numerose discontinuità e sono localmente interessate da piccole frane. Permeabilità complessivamente bassa.

Fino alla quota di 325 metri circa s.l.m. affiorano calcari a grana fine (calcilutiti), occasionalmente zonati, in strati sottili, con orizzonti calcarenitici e intercalazioni di argille fogliettate grigie. Contengono foraminiferi e radioli di echinidi. Localmente si hanno lenti di selce nerastra con radiolari. Le rocce, che risultano fratturate, presentano una discreta resistenza all'erosione e una permeabilità media.

La porzione media del bacino, fino alla quota di 225-250 metri s.l.m. è caratterizzata da conglomerati grossolani ben cementati, localmente rossastri, con ciottoli prevalentemente di granito e gneiss. Si ha inoltre la possibilità di trovare frammenti di arenaria e calcare. Localmente sono presenti delle intercalazioni di arenaria e argilla sabbiosa. Generalmente questo complesso presenta una elevata resistenza all'erosione e permeabilità elevata.

Nel medio-basso corso del bacino imbrifero prevalgono argille sabbiose grigio-azzurre, localmente con intercalazioni di conglomerati e arenarie. Talora possono contenere una varia microfauna a foraminiferi. La resistenza all'erosione è piuttosto scarsa come la permeabilità. Sul fondovalle sono presenti inoltre delle alluvioni fissate artificialmente o dalla vegetazione.

Alla quota di circa 100 metri s.l.m., lungo la zona terminale del bacino, sono evidenti i terrazzi marini con conglomerati e sabbie, o sabbie con orizzonti conglomeratici bruni o bruni rossastri; i ciottoli sono ben arrotondati e prevalentemente costituiti da rocce ignee e metamorfiche e, sebbene non fossiliferi, sono comunque ritenuti di origine marina. Questo complesso è poco consolidato e facilmente disgregabile e possiede una permeabilità elevata. Sul fondovalle si rilevano inoltre alluvioni mobili, ciottolose e sabbiose fino alla foce.

Il **T. Soleo (Fig. 2-3)** ha la testata a quota 1420 metri circa s.l.m. sul M. Serra la Croce (sulla sinistra) e a quota 1744 metri s.l.m. sul M. La Caccia (sulla destra). Il corso d'acqua segue il decorso di una faglia sino alla quota di circa 150 metri s.l.m., avente direzione NE-SO e il bacino idrografico presenta una litologia molto simile a quella del T.Vallecupo. Alla testata del torrente affiorano dolomie, calcari dolomitici e calcari grigi ricristallizzati come per il T.Vallecupo. Sono assenti facies di scogliera.

Dalla quota di 550 metri a circa 300 metri s.l.m. si hanno sul versante destro calcari, calcari dolomitici e dolomie grigio scuri e stratificati e scisti filladici grigi con intercalazioni di quarziti e piccoli ammassi di serpentiniti. Sul versante sinistro affiorano sempre i calcari, calcari dolomitici e dolomie grigio scuri, come anche detriti di falda cementati e brecce o conglomerati calcarei, occasionalmente con argille sabbiose fogliettate rosse verso la base. Queste brecce e conglomerati sono debolmente cementati e resistenti all'erosione e presentano una elevata permeabilità. Lungo il fondovalle sono inoltre presenti delle alluvioni fissate dalla vegetazione.

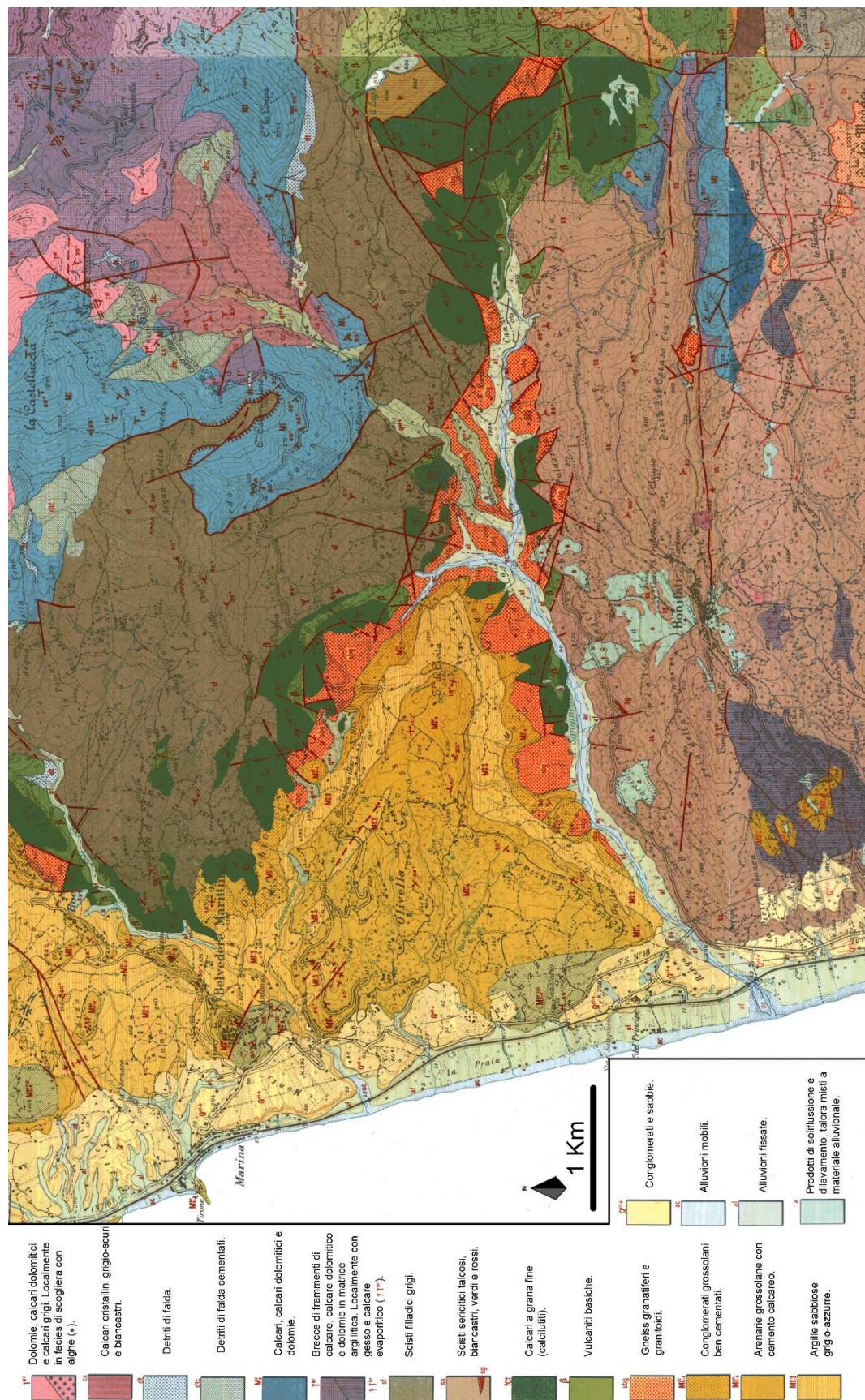


Fig. 2-4 – Caratteristiche litologiche dei bacini del T. Sangineto. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:25000. Foglio 228 I N.E. Belvedere Marittimo; Foglio 228 I S.E. Cetraro; Foglio 229 IV N.O. S.Sosti; Foglio 229 IV S.O. Fagnano Castello.

Nel corso medio (sino a circa 100 metri s.l.m.), il versante sinistro del bacino è caratterizzato quasi interamente da scisti filladici grigi presenti anche nel corso alto. Sul versante destro si hanno, oltre queste, vulcaniti basiche verdi e violette, varianti da lave non porfiroidi a grana fine a rocce porfiroidi. Generalmente queste rocce sono resistenti all'erosione e hanno una bassa permeabilità, che aumenta con la presenza di fratturazione. Si rilevano inoltre i calcari a grana fine (calcilutiti), le argille sabbiose grigio azzurre e i conglomerati grossolani ben cementati rossastri presenti anche nel bacino del T. Vallecupo. Oltre queste si aggiungono gli gneiss granatiferi assieme a gneiss granitoidi, con anfiboliti, gneiss basici e gabbri. Localmente tra questi ultimi sono presenti delle vene di pirite. Le rocce si presentano spesso fratturate e degradate, con una discreta resistenza all'erosione. Sono rocce moderatamente permeabili per la presenza di fratture. Lungo il fondovalle sono presenti detriti di falda e alluvioni fissate da vegetazione o artificialmente.

La zona terminale del bacino è caratterizzata dalla presenza di terrazzi marini (come già rilevato lungo il bacino del T. Vallecupo) e di alluvioni fissate e mobili.

Il bacino del **T. Sangineto (Fig. 2-4)** è il più esteso dei tre. La litologia si presenta più eterogenea e caratterizzata da numerose faglie nella zona di testata, con direzione prevalente Est-Ovest e Nord-Sud (sebbene siano presenti anche direzioni intermedie). La testata è a circa 1000 metri s.l.m., passante per i rilievi di la Castelluccia, Monte Cozzo la Limpa, Serra la Penna, Serra Lancia del Mulo, Bocca del Riccio e Serra dei Monaci.

Nelle zone di testata affiorano calcari, calcari dolomitici e dolomie grigio-scuri, calcilutiti, scisti filladici grigi, scisti sericitici e detriti di falda cementati già presenti nei bacini precedenti. A questi si aggiungono dei calcari cristallini grigio-scuri e biancastri, dolomitici o conglomeratici. Non presentano fossili ed è possibile notare delle intercalazioni di scisti. Nei pressi di Serra la Penna e Serra dei Monaci affiorano gneiss granatiferi e granitoidi con anfiboliti, gneiss basici e gabbri. Sono inoltre presenti sul versante destro delle brecce, composte prevalentemente da frammenti di calcare, calcare dolomitico e dolomia in una matrice argillosa, di origine tettonica da un complesso calcareo-dolomitico con intercalazione di argilliti fogliettate. Tali brecce, sul versante sinistro, contengono ammassi di gesso e calcare di tipo evaporitico. Presentano una moderata resistenza all'erosione e una permeabilità bassa.

Lungo il corso medio del torrente il versante sinistro è quasi interamente composto da scisti sericitici, occasionalmente talcosi, biancastri, verdi e rossi, talora con intercalazioni quarzitiche. Parallelamente alla scistosità vi sono a volte ridotte lenti di quarzo. Le rocce presentano una resistenza all'erosione da media a elevata, con una permeabilità bassa che aumenta nelle zone più fratturate. Inoltre, all'altezza del comune di Belvedere, sono presenti dei prodotti di solifluzione e dilavamento, localmente misti a materiale alluvionale. Sul versante destro si ha un affioramento di scisti filladici grigi. Lungo il fondovalle, sia a destra che sinistra, vi sono alluvioni fissate da vegetazione o artificialmente, gneiss granatiferi e granitoidi, gneiss basici, gabbri e calcilutiti.

Nel corso basso si hanno nuovamente sul versante sinistro gli scisti sericitici, mentre sul destro affiorano argille sabbiose grigio-azzurre (simili a quelle citate per il bacino del T. Vallecupo) e delle arenarie grossolane a cemento calcareo, con locali intercalazioni di sabbie, silt e argille. Sono rocce resistenti all'erosione e con permeabilità elevata. Sono inoltre presenti dei conglomerati e sabbie costituiti da rocce ignee e metamorfiche sui terrazzi marini come nei

precedenti bacini, ma con estensione minore e con ciottoli più spigolosi. Verso la foce si hanno depositi di alluvioni mobili e fissati.

2.2 L'area costiera di Belvedere Marittimo – cenni storici ed evoluzione recente

Il comune di Belvedere Marittimo (che si estende dal porto a Sud di Capo Tirone sino a circa un chilometro a Nord di Punta S. Litterata) ha acquisito importanza già a partire dai primi del 1800, per la costruzione di una strada (1810) e della linea ferroviaria (1890), che corrono parallele alla costa, a cui è seguita la realizzazione di numerosi stabilimenti balneari e la costruzione di un porto a Sud di Capo Tirone, nel 2001. All'inizio del XX secolo la spiaggia di fronte la linea ferroviaria, subito a Sud di Capo Tirone, aveva un'ampiezza massima di 150 metri, mentre a Nord del Capo le spiagge risultavano meno ampie, circa 75-50 metri (D'Alessandro et al., 1987). Tra il 1925 ed il 1940 la strada che connette Sapri a Reggio Calabria è stata terminata, dando inizio a una forte urbanizzazione assieme a un aumento dei processi erosivi. Inizialmente l'erosione ha avuto effetto prima nella zona tra Capo Tirone e il Torrente Soleo con un arretramento di costa pari a un metro per anno (Bellotti et al., 2009). Fenomeni erosivi più estesi sono seguiti tra il 1955 ed il 2002, come per il tratto tra Punta S. Litterata e il Torrente Vallecupo, con un arretramento di oltre 50 metri (D'Alessandro et al., 2002). Nel tratto tra il Torrente Vallecupo e Capo Tirone, sebbene sia risultata una relativa stabilità tra il 1873 e il 1955, la spiaggia ha mostrato un arretramento di circa 0,5 metri annui (Bellotti et al., 2009). La zona subito a Nord di Capo Tirone ha visto la scomparsa della spiaggia come anche il danneggiamento della strada vicino la costa, ad opera del moto ondoso. A Sud di Capo Tirone fino al Torrente Soleo una fase critica è stata osservata tra il 1873 e il 1955, con una ripresa dei processi erosivi negli ultimi anni soprattutto nella zona della foce del Soleo. Il tratto tra il Torrente Soleo e Sanginetto, più a Sud, negli ultimi decenni ha mostrato un arretramento della linea di riva di circa 1,5 metri annui. Questa zona è fortemente urbanizzata e molte strutture si trovano ormai a ridosso della linea di riva, esponendosi a rischi elevati durante le mareggiate invernali. Dopo un periodo di relativa stabilità registrato tra il 1873 ed il 1955, il tratto di costa è andato incontro ad una crisi erosiva tra il 1955 e il 1978. Negli anni '80 si registra un processo di progradazione della spiaggia, quasi del tutto cancellato però da una ripresa dell'erosione negli ultimi anni (Bellotti et al., 2009).

Per tali motivi nei primi anni '50 sono iniziate le prime costruzioni di opere ingegneristiche a difesa della costa, per conto dell' Ufficio di Ingegneria Costiera e Marittima di Reggio Calabria e delle Ferrovie dello Stato, con tre frangiflutti paralleli alla costa nel tratto tra Capo Tirone e il torrente Soleo, che hanno necessitato di successivi interventi e ricostruzione nel 1967 per i danni riportati per le mareggiate invernali. Sono seguiti poi numerosi interventi tra gli anni '70 e '80, periodo in cui la crisi erosiva era più intensa, portando però a soluzioni soltanto locali e causando effetti negativi nelle zone attigue. Il tratto di costa che va da Punta S. Litterata sino a circa 1 km a Nord di Capo Tirone è stato sottoposto ad un piano di interventi per la costruzione di numerose opere di difesa per conto delle Ferrovie dello Stato, dato che in alcuni casi i danni riportati dalla ferrovia per le mareggiate invernali hanno causato dei periodi di inattività del tratto ferroviario (Guiducci et al., 1993). Tra il 1985 e il 1986, nel settore di costa di Belvedere Marittimo, che va da circa 500 metri dal Torrente Vallecupo a circa 1 km a Nord di Capo Tirone si costruì una serie di 14 frangiflutti e 3 pennelli, con l'utilizzo di massi di diversa misura e peso (tra 50 e 1000 kg). Durante la realizzazione del pennello più a Nord, una mareggiata causò numerosi danni all'abitato e si ritenne quindi opportuno estendere sino a Punta S. Litterata le difese, con l'aggiunta di altri 4 frangiflutti. Questa zona ha subito numerosi interventi, come la costruzione di un *riprap* di 330 metri, l'utilizzo di geotessuti e anche un ripascimento di circa 14000 m³ di sedimento con diametro

compreso tra 1,5 e 8,5 mm. La successiva costruzione di opere di difesa aderenti nel tratto di costa subito a Nord di Capo Tirone, inoltre, non sembra aver avuto un qualche benefico effetto in questo tratto di costa. Anche nella zona a Sud del Capo sono state necessarie diverse opere di difesa. La prima è stata costruita verso la fine degli anni '70, ma la maggior parte di esse sono state poste in loco negli anni '80 e '90. Come per la porzione più settentrionale della costa, sono stati necessari diversi interventi per riparare, ricostruire e costruire nuove opere di difesa, per la maggior parte costituite da blocchi di cemento di volume compreso tra 1 e 8 m³. Ulteriori interventi sono stati effettuati a Nord di Capo Tirone nel 2008 ed eseguiti dalla Provincia di Cosenza in collaborazione con l'Ufficio di Ingegneria Costiera e Marittima di Reggio Calabria. Tali opere, però, non hanno prodotto alcun pascimento.

2.2.1 Caratteristiche geomorfologiche

La zona a Nord di Capo Tirone (**Fig. 2-1**), formata prevalentemente da litotipi marnosi-argillosi, presenta dei rilievi costieri terrazzati di origine marina. Le superfici terrazzate comprese tra le quote di 30 e 50 metri s.l.m. sono generalmente più larghe, meglio conservate, segnate da profonde incisioni torrentizie e influenzate da processi di soliflusso (Bellotti et al., 2009). Le spiagge alla base delle scarpate dei terrazzi sono generalmente di dimensioni modeste rispetto a quelle a Sud di Capo Tirone, con un'ampiezza media di 47 m. A Sud di Capo Tirone la piana costiera si amplia e la Catena Costiera è caratterizzata dalla presenza de "i Monti", una superficie terrazzata collocata tra i 50 ed i 60 metri s.l.m. La scarpata del terrazzo marino è fortemente incisa da una serie di gullies e il materiale prodotto dal progressivo arretramento del terrazzo nasconde una superficie terrazzata sottostante, posta a 20 metri s.l.m. A Sud di questa ultima superficie la piana costiera si espande per via dell'apporto sedimentario del T. Soleo e T. Sangineto, con un'ampiezza media di 58 m. Tutta la zona costiera è dunque caratterizzata dalla presenza di terrazzi marini solcati da brevi corsi d'acqua, che non hanno subito mutamenti importanti negli ultimi decenni, al contrario delle spiagge ai loro piedi che invece hanno subito numerosi mutamenti. I corsi d'acqua più importanti risultano quindi il T. Soleo, che incide il terrazzo de "i Monti" depositando un conoide di deiezione prima di raggiungere il mare, e il T. Sangineto, che presenta una piana alluvionale ampia 200-300 m (Bellotti et al., 2009).

La linea di costa, che segue una direzione Nord-Sud, si presenta come una spiaggia interrotta soltanto dai promontori rocciosi di Punta Santa Litterata e Capo Tirone. La costa risulta quindi prevalentemente esposta al moto ondoso proveniente dai quadranti occidentali. Il tratto di costa di Belvedere Marittimo presenta un settore di traversia che va da N 163° a N 344°. Il fetch massimo, desunto dal fetch geografico, è risultato quello corrispondente a N 253°, con una lunghezza di ben 820 km. Il fetch efficace è risultato pari a 398 km.

Il litorale è stato suddiviso in 15 settori (**Tab. 2-1**) contraddistinti da peculiari caratteristiche fisiografico-morfologiche, indicati da una lettera che va da A a Q (**Fig. 2-5**). Tra i settori L e M vi è un tratto con dei tomboli creatisi grazie all'impiego di frangiflutti, che non è stato preso in considerazione.

L'intero tratto di costa tra Diamante e Capo Bonifati si estende per circa 16800 metri, mentre la porzione di costa bassa è di 13019 metri, di cui 12350 metri sono di spiagge e i restanti 669 metri sono di costa rocciosa. Il settore più lungo è risultato essere quello indicato dalla lettera P, che si estende per 3570 metri. Le spiagge a Sud di Capo Tirone sono risultate più ampie, con un'ampiezza massima pari a circa 111 metri, registrata nel settore I. Scarsissima è la presenza, alle spalle delle spiagge emerse, di cordoni dunari, in quanto l'espansione degli insediamenti ha

quasi completamente obliterato o distrutto il cordone dunare. Tuttavia sono presenti alcune eccezioni, con dune in lembi profondamente incisi nella parte più meridionale del tratto C e in alcune piccole frazioni del tratto G, I, O e P.

Tratto	Lunghezza (m)	Ampiezza max (m)	Tipo
A	466	27.88	Spiaggia
B	246	53.33	Shore Platform
C	482	34.36	Spiaggia
D	232	49.87	Shore Platform
E	1245	52.97	Spiaggia
F	191	19.3	Shore Platform
G	3503	70.23	Spiaggia
H	532	42.37	Spiaggia
I	1589	110.69	Spiaggia
L	219	29.3	Spiaggia
M	84	40.6	Spiaggia
N	386	68.9	Spiaggia
O	87	26.14	Spiaggia
P	3570	102.24	Spiaggia
Q	187	33.92	Spiaggia

Tab. 2-1 – Tabella con lunghezza, ampiezza (in metri) e tipologia di costa dei tratti selezionati tra Diamante e Capo Bonifati.

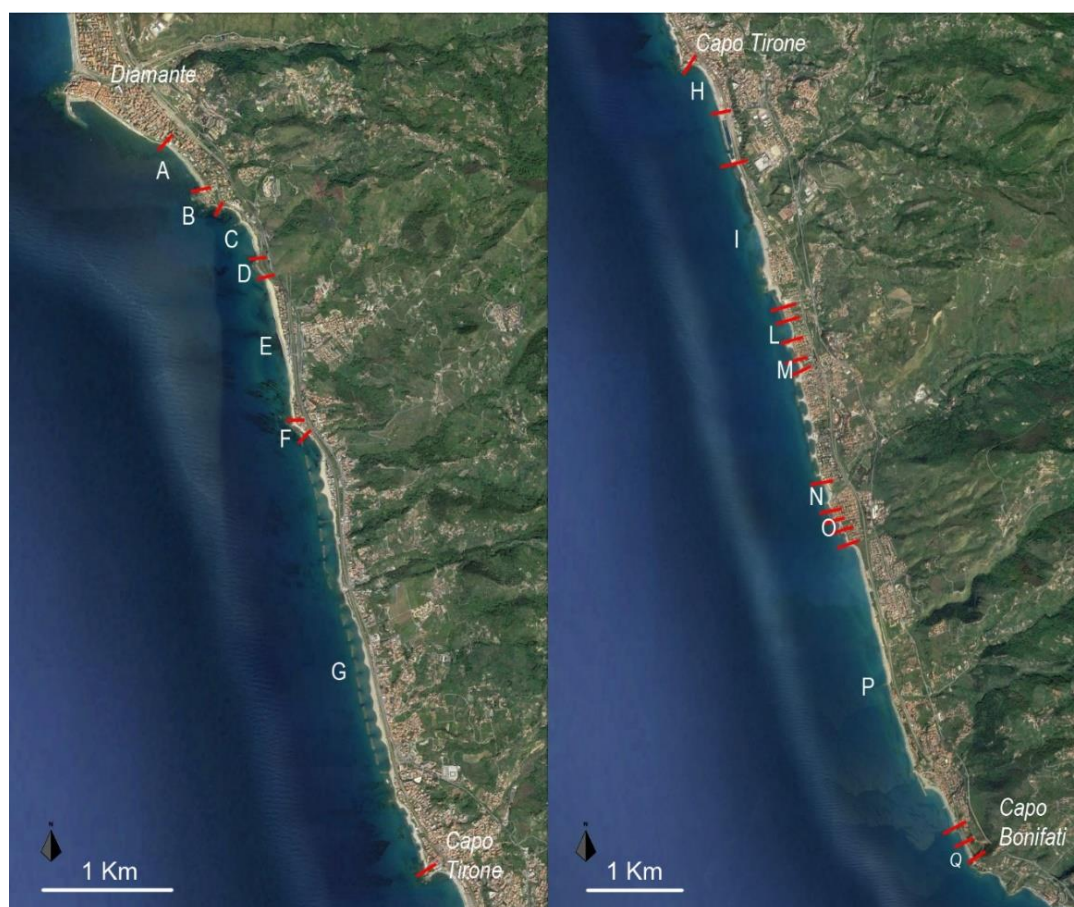


Fig. 2-5 – Locazione dei tratti di costa bassa tra Diamante e Capo Tirone (a sinistra) e tra Capo Tirone e Bonifati (a destra). Le due immagini non sono in scala. Immagini da Google Earth, 2016.

La spiaggia sommersa presenta un assetto piuttosto regolare. Cambiamenti morfologici importanti nella spiaggia sommersa sono stati osservati nel tratto a Nord di Capo Tirone, tramite la comparazione di dati batimetrici (Fonte: Ufficio di Ingegneria Costiera e Marittima di Reggio Calabria) che vanno dal 1980 al 2002. Nella zona dove sono state costruite tra il 1985 e il 1986 la serie di 14 frangiflutti e 3 pennelli a difesa della linea ferroviaria (tratto G in **Fig. 2-5**) si sono riscontrate aree in erosione. In particolare la zona compresa tra i due pennelli a Sud della foce del T. Vallecupo presenta una zona del fondale in erosione tra i 3 frangiflutti più settentrionali (danneggiati e quasi completamente smantellati dalle mareggiate invernali) e nei pressi del pennello posizionato nella parte più meridionale. La presenza di profonde incisioni in corrispondenza dei varchi fra le opere, testimonierebbe una forte attività da *rip current* che convoglierebbe i sedimenti da terra verso mare; ciò comporta un evidente deficit sedimentario della spiaggia emersa. Tale fenomeno è avvalorato anche dall'analisi tessiturale dello shoreface (Bellotti et al., 2009).

Dalle carte dell'*Atlante delle Spiagge Italiane* (Lupia Palmieri et al., 1985) si sono ricavate le varie pendenze (in %) misurate dalla battigia all'isobata di 5 metri, valutate attraverso una serie di rilievi di campagna di estremo dettaglio (**Fig. 2-6**). Di fronte a Diamante la pendenza della spiaggia sommersa è pari al 6%. Dirigendosi verso Sud si ha una pendenza minore, pari al 2,8% che risale al 3,5% di fronte Punta S. Litterata. Tale valore viene mantenuto sino alla zona antistante la foce del Torrente Valle Cupo. A Sud della foce, sino a Capo Tirone, la pendenza aumenta sino al valore di 5,3%. Superato Tirone verso Sud, essa diminuisce al 3%, nella zona prospiciente il Comune di Belvedere Marittimo. Continuando verso Sud la pendenza tende ad aumentare raggiungendo un valore pari a 5,2% poco a Nord della stazione di Sanginetto, fino ad un massimo di 8,7% nella zona adiacente alla stazione. A Sud della stazione, in corrispondenza del Torrente Sanginetto, la pendenza è di 4,2%, mentre in corrispondenza della foce del Torrente Bambagia presenta il suo valore massimo, pari al 9,9%. Ancora più a Sud, nella zona più meridionale del tratto di costa in esame, il valore in prossimità di Cittadella del Capo è pari al 3,5% e a Sud di esso al 2,6%. Lungo tutto il tratto in esame si evince come la presenza di barre sottomarine sia discontinua: fra Diamante e Punta di S. Litterata si vede un'unica barra che scompare fino a Capo Tirone. A seguire fra Capo Tirone e Capo Bonifati di nuovo si rileva la presenza di una sola barra che dista da riva fra i 50 metri (i presso Belvedere Marittimo) fino ad un massimo di circa 200 metri (presso Capo Bonifati).

Nell'*Atlante delle Spiagge Italiane* si decise di adottare i -5 metri quale profondità limite della spiaggia sommersa, un valore medio valido per tutto il litorale italiano. Nella presente tesi si è cercato di definire in modo più preciso e puntuale il limite esterno della spiaggia sommersa attraverso la profondità di chiusura, come spiegato nel capitolo successivo.

L'evento con l'altezza maggiore è stato registrato nel 28 Dicembre del 1999, con un'altezza di ben 8,9 metri. Tale picco sembra essere anche confermato, nello stesso giorno, dalle boe di Ponza (7,9 metri) e Alghero (9,88 metri), come visibile in **Fig. 2-7**, immagine presa dal sito della R.O.N.

Grazie a un lavoro svolto dalla Regione Calabria Autorità di Bacino Regionale del 2009 e revisionato nel 2010, sono stati calcolati i tempi di ritorno delle altezze d'onda estreme propagate a costa (in corrispondenza della boa di Cetraro) tramite tre modelli numerici: i primi due attraverso l'applicazione dei modelli HINDRAY e MULTMET al modello di vento del Met Office, calcolati nel punto MO 1069 (alle coordinate 15°53'00.00" E Gw – 39°50'00.00" N) e il terzo attraverso l'applicazione del modello MULTMET ai dati ondametrici della boa di Cetraro. Tale processo ha



Fig. 2-6 – carta della pendenza dalla battigia all'isobata di -5 metri (in %). Atlante delle spiagge Italiane (Lupia Palmieri et al., 1985).

permesso quindi la calibrazione del modello HINDRAY e una successiva validazione che ha mostrato dei risultati ragionevoli, visibili in **Tab. 2-2**, mentre il modello MULTMET sembra sottostimare l'energia del moto ondoso per i tempi di ritorno più lunghi.

Tempo di Ritorno (anni)	HINDRAY (MO 1069)	MULTMET (MO 1069)	MULTMET (Boa di Cetraro)
	Hs (m)	Hs (m)	Hs (m)
1:1	5.32	5.54	5.42
1:10	7.26	7.32	7.29
1:50	8.67	8.60	8.64
1:100	9.29	9.16	9.23

Tab. 2-2 – Tabella con il confronto degli estremi derivati dai dati misurati e modellati alla boa di Cetraro. Da “Regione Calabria Autorità di Bacino. POR 2000-2006”, revisione 1.0, pag. 4.



Fig. 2-7 – Immagine relativa alle altezze d'onda massime registrate dalle boe della Rete Ondametrica Nazionale (R.O.N.) nel loro periodo di funzionamento.

2.2.2 Caratteristiche Sedimentologiche

Dai campioni sedimentologici, rilevati in un precedente lavoro eseguito sulla costa del comune di Belvedere Marittimo (Bellotti et al., 2009) e comprendente i tratti G, H e I, sono risultati i seguenti dati tessiturali (**Fig. 2-8**). I *clusters* dei sedimenti, ottenuti tramite *cluster analysis*, sono stati classificati secondo due Supergruppi. Il primo contiene la maggior parte dei campioni, nei Gruppi A, B e C, mentre il secondo contiene i Gruppi D, E ed F. A questi si aggiungono un campione fuori i gruppi, uno per ogni Supergruppo.

Nel Supergruppo 1 vi sono:

Gruppo A – composta da sabbia molto fina, moderatamente classata e con una distribuzione simmetrica, presente lungo l'isobata di -15 metri a Nord e a Sud di Capo Tirone.

Gruppo B – sabbia medio-fina, moderatamente classata e con una distribuzione simmetrica. Presente ovunque lungo l'isobata di -10 metri. Nelle vicinanze di Capo Tirone si spinge sin all'isobata di -15 metri, per tornare poi nei pressi della costa a Sud di tale area. Nella zona di Belvedere Marittimo, tale gruppo è presente nelle zone dove sono presenti opere di difesa distaccate dalla costa, verso il lato di mare aperto.

Gruppo C – sabbia media moderatamente classata e distribuzione simmetrica. Presente prevalentemente nelle zone interne protette dai frangiflutti, nelle zone adiacenti del lato verso il mare aperto e nei tratti tra un'opera di difesa e l'altra. Generalmente è presente attorno l'isobata di -5 metri.

Campioni fuori gruppo – provenienti da due soli campioni. Uno relativo alla linea di riva in una zona protetta a Nord di Capo Tirone e l'altro relativo all'isobata di -2 metri, vicino il bordo esterno del primo frangiflutto a Sud del Capo.

Nel Supergruppo 2 abbiamo:

Gruppo D – sabbia ghiaiosa molto grossolana, poco classata, con *skewness* negativa. Presente lungo la linea di riva e nel fondale nelle vicinanze di Capo Tirone, in particolare nelle aree protette da opere di difesa distaccate.

Gruppo E – sabbia ghiaiosa leggermente grossolana, leggermente classata e con *skewness* negativa. È a Nord di Capo Tirone, sia nella zona interna alle protezioni e in alcune aperture tra le opere di difesa e il fondale verso il mare aperto vicino i frangiflutti. A Sud di Capo Tirone è presente esclusivamente vicino la linea di riva.

Gruppo F – solo 3 campioni sulla linea di riva, non contigui. È composto da sabbia grossolana, moderatamente classata e con *skewness* negativa. Non presenta quindi una vera e propria distribuzione spaziale.

Campioni fuori gruppo – composto da 2 campioni lungo la linea di riva. Il primo presente nella zona immediatamente a Sud di Capo Tirone, il secondo presente nella zona protetta a Nord del promontorio. Un terzo campione è stato preso all'isobata di -2 metri nella zona protetta dalle opere di difesa distaccate a Nord di Capo Tirone.

I sedimenti del Supergruppo 1 sembrano seguire una sedimentazione normale lungo cordoni paralleli alla costa e con una gradazione orizzontale normale. Composti quasi esclusivamente da sabbia moderatamente classata potrebbero provenire da corsi d'acqua nella zona studiata o da

aree adiacenti, classati dal moto ondoso e da correnti litoranee. La presenza di sedimenti del Gruppo B nel fondale vicino la spiaggia, a Sud di Capo Tirone, potrebbe suggerire che sia una zona a minor energia, protetta dal Capo. Il Supergruppo 2 presenta invece molto sedimento grossolano, in parte per il trasporto dei Torrenti Vallecupo e Soleo (come anche altri corsi minori) e in parte dovuto ai ripascimenti artificiali nella zona a Nord di Capo Tirone. Il Gruppo D resta confinato tra le opere di difesa, e soltanto nella zona di Capo Tirone raggiunge l'isobata di -5 metri, mentre il Gruppo E, più fine è presente sia nella zona interna che quella esterna delle aree protette da opere distaccate (Bellotti et al., 2009).

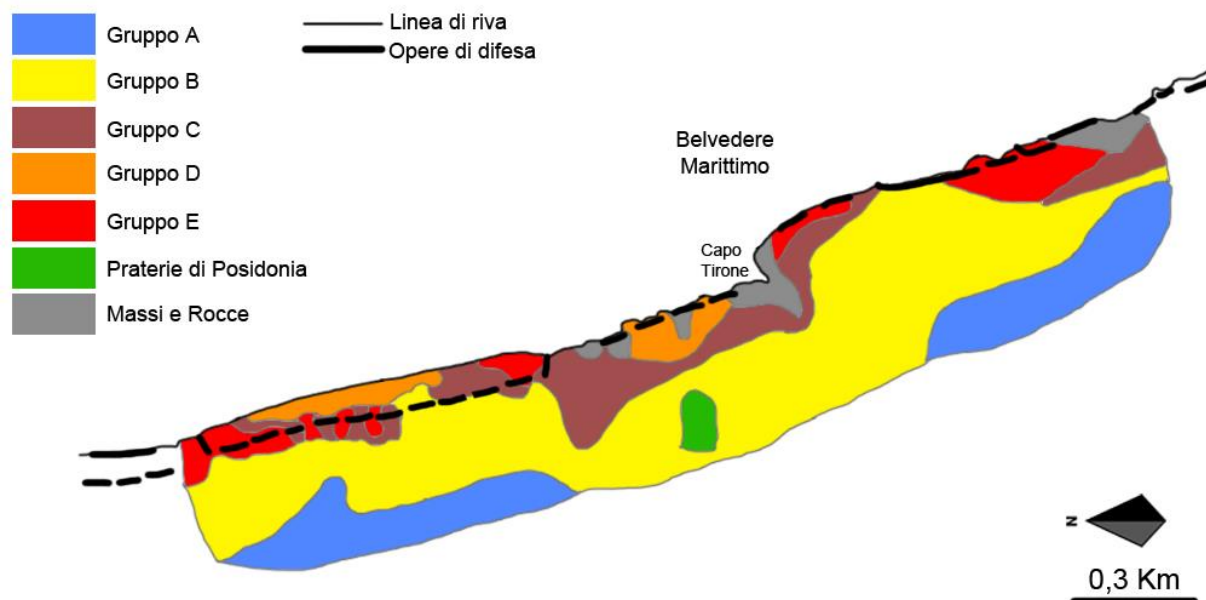


Fig. 2-8 – Disposizione dei dati tessiturali rilevati lungo la costa di Belvedere Marittimo e nella spiaggia sommersa. Figura tratta e rielaborata da Bellotti et al., 2009.

CAP. 3 – DATI E METODOLOGIA

3.1 Stazioni meteorologiche e dati anemometrici

Il punto di partenza per lo studio delle variazioni nel regime del vento è stato quello di selezionare le stazioni meteorologiche costiere nella regione calabrese ed in zone limitrofe che fossero in grado di fornire un numero sufficiente di dati nel tempo. Allo scopo di effettuare un esame in chiave climatologica della Calabria centro settentrionale, sono state selezionate le stazioni meteorologiche di Capo Palinuro, Bonifati, Lamezia Terme e Crotone (**Fig. 3-1**). I dati provengono dai bollettini registrati dalle stazioni e sono stati forniti dal Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica (C.N.M.C.A.), ente operativo del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare. La tipologia del bollettino è di tipo SYNOP, con registrazioni giornaliere ogni 3 ore, in grado di coprire l'intero arco delle 24 ore per Capo Palinuro e dalle 6 alle 18 per le restanti stazioni. Il SYNOP fornisce dati del vento al suolo secondo la sua direzione (media della provenienza riferita al periodo di 10 minuti che precede l'orario di osservazione) e intensità (media della velocità, espressa in nodi, nello stesso intervallo cui si riferisce la direzione). L'anemometro, è posto lontano da ostacoli e ad un'altezza di 10 metri dal suolo.

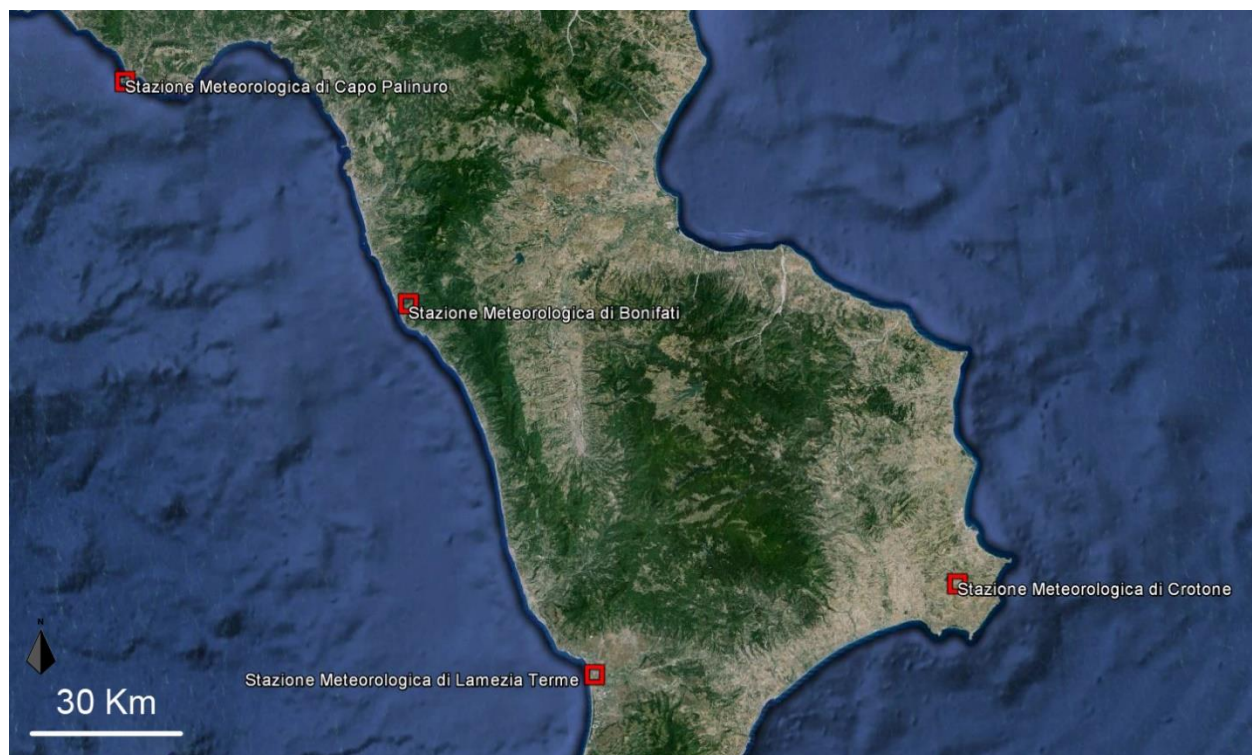


Fig. 3-1 – Posizione delle stazioni meteorologiche di Capo Palinuro (Campania), Bonifati, Lamezia Terme e Crotone (Calabria). Immagine da Google Earth, 2016.

La stazione meteorologica di Capo Palinuro (codice WMO 16310), sita nel comune di Centola, in provincia di Salerno (Campania), è una delle stazioni costiere gestite dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare Italiana. Il promontorio roccioso si spinge per circa 2 km verso il Mar Tirreno, tra il golfo di Velia ed il Golfo di Policastro. Le coordinate della stazione sono 15°16'50.71"E - 40°01'31.06"N e si trova ad una quota di circa 185 metri s.l.m. Sono presenti ad oriente, rispetto la stazione, dei rilievi montuosi che seguono una direzione Nord Ovest-Sud Est. E' molto probabile che l'orografia locale possa influenzare la direzione registrata del vento

(D'Alessandro et al., 1981). I dati registrati da questa stazione sono pari a 161.979 e vanno dal 1951 al 2010.

La stazione meteorologica di Bonifati (codice WMO 16337), in provincia di Cosenza (Calabria), è anch'essa gestita dall'Aeronautica Militare Italiana. È situata a 484 metri s.l.m. alle coordinate 15°53'29.34"E (Gw) - 39°35'04.89"N, a circa 2 Km dalla costa. La stazione di Bonifati è quella più vicina al tratto di costa studiato, trovandosi direttamente alle sue spalle. A Est rispetto la stazione vi è la Catena Costiera, con vette che raggiungono, e in alcuni casi superano, i 1000 metri. La serie storica di Bonifati è composta da 108.140 dati, dal 1961 al 2010.

La stazione meteorologica di Lamezia Terme (codice WMO 16362), in provincia di Catanzaro (Calabria) è situata nei pressi dell'aeroporto, ad una quota di 13 metri s.l.m. e alle coordinate di 16°14'00'00" E (Gw) - 38°54'00'00" N. È passata dalla gestione dell'Aeronautica Militare a quella dell'ENAV. Essa è situata all'interno di un graben, secondo una direzione E-W, che influenza in modo decisivo la direzione del vento, incanalando i venti nella medesima direzione. I dati vanno soltanto dal 1981 al 2010 e ammontano a 73337 registrazioni. Questa serie anemometrica presenta diverse lacune di dati negli anni 2000, 2004 e 2005 e in particolare il 1999 è totalmente mancante di dati.

La stazione meteorologica di Crotona (Calabria) (codice WMO 16350) è limitrofa all'aeroporto di Crotona, alle coordinate geografiche di 17°04'38.32"E (Gw) - 38°59'38.26"N. La sua quota è di 161 metri s.l.m. I bollettini oltre ad avere il solito formato SYNOP, come per le altre stazioni, dal 1951 al 1996, presenta un diverso formato per i restanti anni, il METAR, con registrazioni ogni ora. Il totale dei dati è di 192550. Attraverso entrambi i tipi di bollettini si ha una copertura di dati che va dal 1951 al 2010.

3.2 I grafici polari

Per sintetizzare la situazione del regime anemometrico per l'intera regione, il primo obiettivo è stato quello di elaborare dei plot polari in grado di fornire la direzione di provenienza del vento, l'intensità e la percentuale di presenza per evidenziare il vento dominante (quello con la più alta velocità) e regnante (quello con la maggiore frequenza) di ogni stazione. Al tal fine è stato utilizzato uno script del software per il calcolo numerico, visualizzazione dati e programmazione Matlab. Lo script è stato quindi opportunamente modificato nel codice per permettere la realizzazione di grafici suddivisi per anni, decenni e stagioni. Inoltre, per semplificare la lettura dei grafici, l'intensità del vento è stata suddivisa secondo i limiti della scala Beaufort, una scala empirica della velocità del vento (in nodi) basata sull'osservazione diretta dello stato del mare. Questo permette, con buona approssimazione, di valutare l'effetto del vento sulla superficie del mare. L'intensità è stata quindi divisa in dodici classi (indicate con numeri romani, da I a XII) a cui si aggiunge lo stato di calma del vento, ovvero con velocità di 0 nodi. I grafici polari mostrano dunque le diverse percentuali di presenza di ogni classe Beaufort, compresa la percentuale delle calme.

3.3 Analisi statistica preliminare

Dopo l'elaborazione dei dati per i grafici polari per le quattro stazioni, si è proceduto con una preliminare analisi statistica delle sole stazioni di Capo Palinuro e di Bonifati, le uniche sul versante tirrenico in grado di fornire un numero sufficiente di dati con serie storiche non interrotte da periodi di non funzionamento e con sistemi di registrazione non diversi tra loro. Questa fase è

stata eseguita all'interno di R, un software *open source* per il calcolo statistico e per la realizzazione di grafici.

Innanzitutto, dopo un'opportuna formattazione delle due serie storiche, in modo da renderle comparabili per orari di registrazione e per l'eventuale presenza di dati mancanti, è stato eseguito un test di correlazione di Pearson per individuare l'eventuale correlazione lineare delle velocità del vento nelle due serie. Si è quindi calcolato il coefficiente di correlazione, ovvero la covarianza delle due variabili (cioè la misura di quanto queste varino assieme) diviso il prodotto dei rispettivi errori standard:

$$\rho_{XY} = \frac{\sigma_{XY}}{\sigma_X \sigma_Y},$$

dove X e Y sono le due variabili, ρ_{XY} è l'indice di correlazione, σ_{XY} la covarianza e σ_X e σ_Y le rispettive deviazioni standard. Il coefficiente può assumere valori compresi tra -1 e 1 , dove nel primo caso si ha una correlazione negativa, nel secondo una correlazione positiva e nel caso fosse uguale a 0 una incorrelazione. Nel caso di incorrelazione non è comunque detto che non vi sia una dipendenza tra le due variabili.

Inoltre è stato anche elaborato uno *scatter plot* delle velocità in scala logaritmica per avere un corrispondente visivo della distribuzione delle due variabili.

Un modello non parametrico di tipo GAM (Generalized Additive Model), attraverso l'utilizzo del *package* "mgcv" di R, è stato applicato alle velocità, in scala logaritmica, per descrivere ulteriormente l'eventuale relazione tra le due serie. I modelli GAM sono in grado di estendere il modello di regressione lineare $y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2} + \dots + \beta_p x_{ip} + \varepsilon_i$ sostituendo il termine $\beta_j x_{ij}$ con una funzione non lineare generica $f_j(x_{ij})$, ottenendo $y_i = \beta_0 + f_1(x_{i1}) + f_2(x_{i2}) + \dots + f_p(x_{ip}) + \varepsilon_i$, dove p è il numero di predittori. Vengono detti modelli additivi perché calcolano funzioni separate per ciascun predittore (ovvero le funzioni dei dati definite per effettuare previsioni su una o più variabili), effettuandone poi la somma. Questo permette quindi di evitare singole trasformazioni su ogni variabile come viene fatto solitamente per i modelli di regressione lineare (James et al., 2013).

Sono stati poi effettuati dei test di proporzionalità sulle due serie della velocità del vento, suddividendo i dati della velocità secondo i limiti delle classi Beaufort, al fine di valutarne la frequenza (in proporzione e quindi non dipendente dal numero di registrazioni) di ognuna prima e dopo il 1975. È stato selezionato questo anno in quanto è definito dalla letteratura come *break-point* nelle osservazioni del regime del vento, dove sono stati notati dei cambiamenti nella direzione di provenienza e velocità del vento (Pirazzoli et al., 2003; Bellotti et al., 2011). La somma degli eventi di ogni classe Beaufort è stata dunque paragonata alla somma totale degli eventi registrati per entrambi i periodi e stazioni. Come *p-value* è stato selezionato il valore di 0.05 . L'ipotesi nulla H_0 ($p - value > 0.05$) è stata definita come il caso in cui si sono registrati più eventi, o un numero proporzionalmente uguale, nel primo periodo (prima del 1975) rispetto al secondo. Al contrario, come ipotesi alternativa H_1 ($p - value < 0.05$) il caso in cui si ha un maggior numero di casi nel secondo periodo (dopo il 1975) per quella determinata classe.

Per lo studio degli eventi estremi, si è scelto di utilizzare la *Generalized Extreme Values distribution* (GEV), una famiglia di distribuzioni di probabilità utilizzata nella teoria classica dei valori estremi. In una sequenza di variabili random indipendenti, con una funzione di distribuzione comune, il primo problema a cui si viene incontro è che la funzione che descrive la distribuzione

dei dati risulta sconosciuta. Uno dei possibili approcci, dunque, è quello di utilizzare famiglie approssimative dei modelli per la funzione, che possono essere stimate sulla base dei soli dati estremi della sequenza (Coles, 2001). Nella teoria classica dei valori estremi si possono distinguere tre classi di distribuzione, conosciute come le famiglie Gumbel, Fréchet e Weibull, che collettivamente sono indicate come le distribuzioni dei valori estremi. Ogni famiglia ha un *location parameter* (μ) e uno *scale parameter* (σ). Inoltre, sia la Fréchet che la Weibull hanno anche uno *shape parameter* (ξ). Ognuna di queste famiglie descrive una forma diversa delle code della distribuzione della funzione. Ma anche in questo caso, si incorre nella difficoltà di dover scegliere a priori una delle tre famiglie per descrivere l'andamento della funzione, con la conseguente possibilità che tale scelta possa risultare errata. Per ovviare a questo problema si ricorre quindi ad una riformulazione delle tre precedenti famiglie di modelli, unificandole in una singola famiglia, definita *Generalized Extreme Values distribution* (GEV), che semplifica enormemente l'implementazione della statistica. Combinando le tre famiglie in una singola famiglia di modelli di distribuzione, essa assume questa forma:

$$G(z) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \right\} ,$$

dove G è una funzione di distribuzione non degenera, definita nel set $\{z: 1 + \xi(z - \mu)/\sigma > 0\}$, dove i parametri soddisfano $-\infty < \mu < \infty$ e $-\infty < \xi < \infty$. Questa è la famiglia di distribuzione **generalized extreme values** (GEV) (Coles, 2001). Sono i dati stessi quindi, tramite il calcolo dello *shape parameter* (ξ), a determinare la più appropriata tra le tre famiglie per descrivere il comportamento delle code della distribuzione. Con lo *shape parameter* $\xi > 0$ risulterà la famiglia Fréchet, per $\xi < 0$ la Weibull e per $\xi = 0$ la Gumbel. Questo elimina la necessità di effettuare un giudizio a priori su quale famiglia di modelli adottare (Coles, 2001). Per l'utilizzo della distribuzione GEV, è necessario stabilire una finestra temporale sufficientemente lunga dal quale ricavare i valori massimi di ogni intervallo su cui fittare il modello. Tale procedura permette di rendere i dati indipendenti tra loro (non autocorrelati), dato che spesso, per ovvie ragioni, i dati di serie storiche di fenomeni meteorologici presentano una forte autocorrelazione. I dati vengono quindi segmentati in blocchi di lunghezza n (generalmente un valore alto, come anche di un anno), generando quindi una serie di *block maxima* dove la GEV può essere fittata. In un caso ipotetico dove la finestra temporale corrispondesse ad un anno, allora n è il numero di osservazioni in un anno e i *block maxima* sarebbero massimi annuali. Per stabilire quale fosse la finestra temporale che permettesse, nel presente caso di studio, sia di rendere i dati indipendenti e sia di mantenere un buon numero di dati, sono stati effettuati dei test di autocorrelazione attraverso il software R, selezionando degli intervalli di tempo via via crescenti e da cui sono stati ricavati i massimi valori registrati al loro interno, fino ad ottenere dai correlogrammi un coefficiente accettabile. Successivamente, stabilita la finestra temporale più adatta, sempre con l'ausilio del software R, si è utilizzata la GEV sulle serie di massimi risultate idonee. Nel presente caso il miglior compromesso è stato quello di utilizzare i massimi mensili, usando quindi una finestra temporale di un mese che ha mostrato valori accettabili nei test di autocorrelazione (**Fig. 3-2**), con un coefficiente al di sotto dello 0.5, mantenendo un discreto numero di massimi su cui fittare la GEV.

Dai risultati ottenuti dall'applicazione della GEV, per ogni stazione esaminata, si sono comparati i due modelli (prima e dopo il 1975) risultanti. Nello specifico, attraverso la comparazione dei tre

parametri (*location*, *scale* e *shape*), con un intervallo di credibilità del 95%, si è stabilita la presenza di una differenza nel regime del vento tra il pre e post 1975.

La GEV è inoltre in grado di modellare la distribuzione di valori massimi per lunghe sequenze. Al fine di calcolare i *return levels*, ovvero i livelli di ritorno di un dato evento (in questo caso la velocità del vento), la stima dei quantili dei massimi per la finestra di tempo selezionata è infatti ottenuta tramite l'inversione della formula della GEV:

$$z_p = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} [1 - \{-\log(1 - p)\}^{-\xi}], & \text{for } \xi \neq 0 \\ \mu - \sigma \log\{-\log(1 - p)\}, & \text{for } \xi = 0 \end{cases}$$

dove $G(z_p) = 1 - p$ e z_p è il *return level* associato al *return period* $1/p$. Il *return level* ci si aspetta venga superato, con un ragionevole grado di accuratezza, in media una volta ogni $1/p$ anni (Coles, 2001). I livelli di ritorno risultanti per entrambe le stazioni pre e post 1975 sono stati dunque comparati tra loro utilizzando un intervallo di credibilità del 95%.

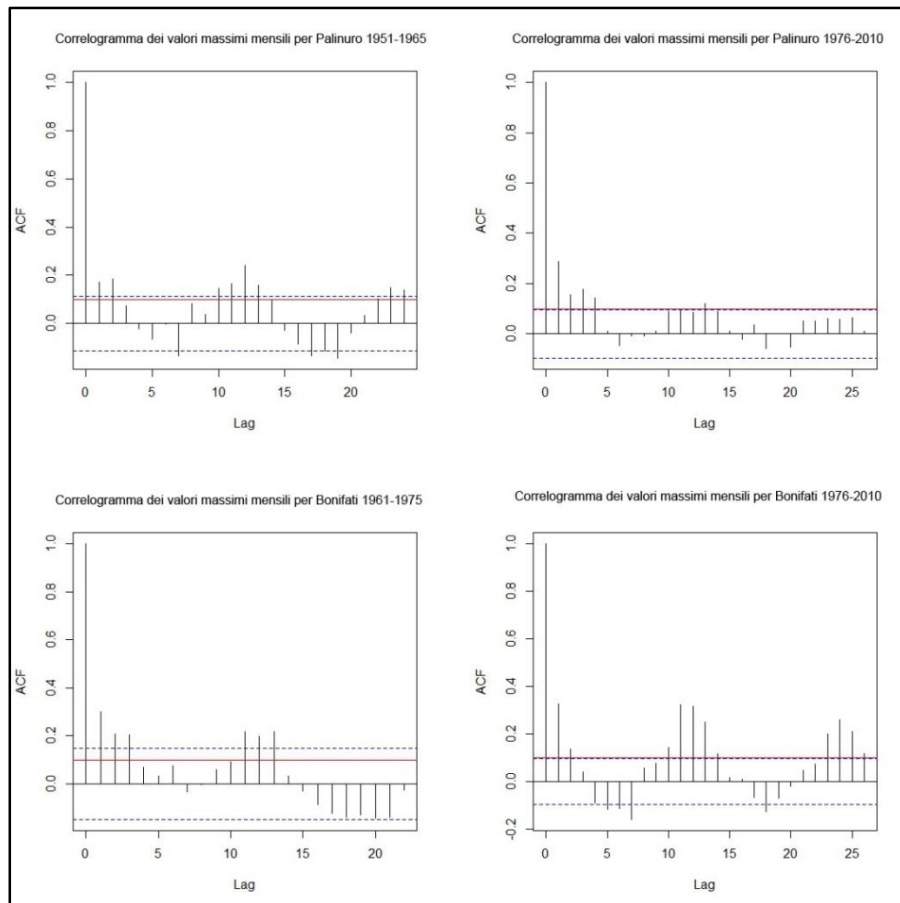


Fig. 3-2 – Correlogrammi dei valori massimi mensili per le stazioni di Capo Palinuro e Bonifati prima e dopo il 1975. La linea rossa mostra il valore 0.1. In ascissa è indicato il numero di intervalli mensili (Lag) mentre in ordinata il valore del coefficiente di autocorrelazione (ACF).

L'intero processo della GEV è stato ripetuto successivamente considerando soltanto i venti foranei (i due quadranti occidentali), ovvero quelli che maggiormente influenzano il moto ondoso

verso costa. Anche in questo caso si è proceduto con la comparazione dei modelli GEV risultanti dalle due stazioni ed il calcolo dei livelli di ritorno per i 2 periodi.

3.4 Hidden Markov Model (HMM) e la distribuzione circolare Inverse Wrapped Poisson (IWP)

L'analisi statistica delle serie storiche di Capo Palinuro e Bonifati ha previsto l'utilizzo di un modello Hidden Markov Model (HMM). Tale modello ha permesso di analizzare i dati anemometrici correlando il dato lineare (velocità) con il dato circolare (direzione) e, nel caso specifico, risolvendo il problema relativo agli errori di registrazione dovuti alla sensibilità dello strumento, un problema comune per questa tipologia di dati (WASA Group, 1998; Matulla et al., 2012). L'HMM è una classe di modello misto per serie storiche che vengono assunte come dei processi markoviani (un processo su cui è possibile fare predizioni basandosi sui suoi valori più recenti) con degli stati (o regimi) nascosti. In queste serie è visibile quindi soltanto il risultato di uno stato, ma non lo stato da cui esso dipende. Sebbene nella letteratura un approccio del genere per l'analisi di dati meteorologici sia già stato proposto, tale modello non poteva essere applicato sulle serie storiche utilizzate in questo lavoro, in quanto composta da dati discreti registrati, per alcune frazioni, ad intervalli variabili. Nello specifico i dati di velocità sono registrati secondo una serie di numeri *integer* indicanti i nodi di velocità con un errore di 1 nodo, mentre la direzione di provenienza è descritta come una scala discreta con 36 valori equamente spazati in un cerchio (Mastrantonio & Calise, 2016), un problema che è stato risolto con l'impiego di una distribuzione discreta circolare come spiegato in seguito. La direzione del vento è fortemente correlata alla velocità quando quest'ultima risulta troppo bassa, tanto che la direzione del vento, con velocità prossime agli 0 nodi, non viene registrata dallo strumento e si ha un *missing data*. Ciò nonostante il processo che genera questo *missing data* non può essere trascurato e vanno considerati come dati informativi e non ignorabili (Rubin, 1976). Tenendo in considerazione tutte queste caratteristiche è stata quindi proposta una nuova distribuzione bivariata da usare come densità specifiche di regime nell'HMM (Mastrantonio & Calise, 2016).

La distribuzione lineare (la velocità del vento), Y^* , è stata quindi codificata secondo due variabili, la 'vera' distribuzione discreta della velocità, Y , con supporto \mathbb{Z}^+ , e una variabile di Bernoulli, W , che assume valore 0 quando $Y^* < 2$ e valore 1 negli altri casi. La distribuzione marginale di Y è una Poisson con parametro λ_y : $Y \sim P(\lambda)$. Tra Y e Y^* esistono queste relazioni:

$$Y = Y^* \text{ se } Y^* \geq 2,$$

$$Y \in \{0,1\} \text{ se } Y^* < 2.$$

W sarà quindi una variabile random doppia tale che

$$W = 1 \text{ se } Y^* \geq 2,$$

$$W = 0 \text{ se } Y^* < 2,$$

con

$$W \sim \text{Bern}\left(1 - e^{-\lambda_y}(1 + \lambda_y)\right), \quad (1)$$

dove $\text{Bern}\left(1 - e^{-\lambda_y}(1 + \lambda_y)\right)$ è la distribuzione di Bernoulli. Possiamo definire la distribuzione di $Y|W, \lambda_y$:

$$P(y|w = 1, \lambda_y) = \frac{\lambda_y^y e^{-\lambda_y}}{y!} \frac{1}{1 - e^{-\lambda_y(1+\lambda_y)}} I(y \in \mathbb{Z}^+ \setminus \{0,1\}) \quad (2)$$

e

$$P(y|w = 1, \lambda_y) = \left(\frac{\lambda_y e^{-\lambda_y}}{e^{-\lambda_y(1+\lambda_y)}} \right)^y \left(1 - \frac{\lambda_y e^{-\lambda_y}}{e^{-\lambda_y(1+\lambda_y)}} \right)^{1-y} I(y \in \{0,1\}), \quad (3)$$

dove $I(y \in A)$ è la funzione indicatore.

La distribuzione circolare della direzione del vento, X , è mista, composta da una circonferenza discreta, $\mathbb{D} = \{2\pi/36j\}_{j=0}^{35}$, con 36 valori equamente spazati tra loro, e da un set vuoto, $\{\emptyset\}$. La direzione assume valore $\{\emptyset\}$ quando la misura è un *missing* non ignorabile, vale a dire quando si hanno velocità prossime allo zero. Questa distribuzione è quindi una *hurdle distribution*, una distribuzione dove gli zero e i non-zero positivi non sono per forza provenienti dallo stesso processo di generazione. Con una probabilità di v^* l'osservazione appartiene alla *hurdle*, ovvero il set vuoto. Altrimenti questo appartiene all'altra porzione del dominio misto, ovvero \mathbb{D} , e risulta necessario quindi scegliere una distribuzione per \mathbb{D} . Dato che la variabile circolare può assumere valore $\{\emptyset\}$ solo quando la velocità è pari a 0 nodi, v^* deve dipendere da Y . Si può quindi affermare che $(X = \{\emptyset\}) \Rightarrow (Y = 0)$, ma non $(Y = 0) \Rightarrow (X = \{\emptyset\})$, dato che può essere registrato un valore per X quando soffia un vento debole (< 1 nodo). E' stata quindi specificata la *hurdle probability* come $v^* = vI(Y = 0)$ e $v \neq 0$ solo se $Y = 0$. In letteratura molte sono state le distribuzioni proposte per variabili circolari discrete e per molte di queste l'inferenza che queste permettono dipende fortemente dalla scelta del sistema d'origine di riferimento e dall'orientazione (Mastrantonio & Calise, 2016). Nel caso specifico è stata utilizzata su \mathbb{D} una distribuzione discreta circolare, la *invariant wrapped poisson* (IWP), in quanto risulta essere una distribuzione flessibile per dati circolari discreti facilmente implementabile in un framework Bayesian (Mastrantonio et al., 2016). La densità di X è:

$$P(x|y, \lambda_x, \eta, \xi) = (v^*)^{I(x=\emptyset)} \left((1 - v^*) P(x|x \in \mathbb{D}, \lambda_x, \eta, \xi) \right)^{I(x \in \mathbb{D})}$$

dove la funzione di massa di probabilità (pmf) dell'IWP è $P(x|x \in \mathbb{D}, \lambda_x, \eta, \xi)$:

$$P(x|x \in \mathbb{D}, \lambda_x, \eta, \xi) = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{\lambda^{(\eta\theta - \xi) \bmod (2\pi)36/(2\pi) + k36} e^{-\lambda}}{((\eta\theta - \xi) \bmod (2\pi)36/(2\pi) + k36)!}, \quad \xi \in \mathbb{D}, \quad \eta \in \{-1,1\} \quad (4)$$

Quest'ultima equazione è stata ottenuta tramite il *wrapping* della densità di una trasformazione lineare di una variabile in una distribuzione di Poisson. Per fare ciò prima si è ottenuta la densità di $Q^* = \eta(Q2\pi/36 + \xi)$, dove $Q \sim P(\lambda_x)$, ovvero:

$$\frac{\lambda^{(\eta q^* - \xi)36/2\pi} e^{-\lambda}}{((\eta q^* - \xi)36/2\pi)!} \quad (5)$$

Successivamente si è trovata la distribuzione della variabile *wrapped* associata $X = Q * \bmod 2\pi$, che corrisponde all'equazione (4). Il termine k nell'equazione (4), ovvero il *winding number*, è la k -esima porzione del dominio di Q^* e la sua densità attorno al circolo discreto \mathbb{D} . Si possono quindi calcolare la direzione media e la concentrazione dell'IWP (Mastrantonio et al., 2015), ovvero la controparte circolare della media lineare e la concentrazione:

$$\mu = \eta \xi + \lambda \sin\left(\eta \frac{2\pi}{36}\right), \quad (6)$$

$$c = e^{-\lambda\left(1 - \cos\left(\frac{2\pi}{36}\right)\right)}. \quad (7)$$

Entrambe queste equazioni risultano molto utili nel descrivere il comportamento delle variabili circolari in statistica. L'utilizzo dell'equazione (4) comporta delle difficoltà dato che viene coinvolta una sommatoria infinita. Per questo motivo un approccio standard è quello di introdurre una variabile latente random K e lavorare con la *joint density* di (X, K) che non richiede la sommatoria infinita:

$$P(x, k | x \in \mathbb{D}, \lambda_x, \eta, \xi) = \frac{\lambda(\eta\theta - \xi) \bmod (2\pi) 36 / (2\pi) + kl e^{-\lambda}}{((\eta\theta - \xi) \bmod (2\pi) 36 / (2\pi) + kl)!}.$$

Il tipo di densità della *hurdle* aumentata con k è:

$$P(x, k | y, \lambda_x, \eta, \xi) = (v^*)^{I(x=\emptyset)} \left((1 - v^*) P(x, k | x \in \mathbb{D}, \lambda_x, \eta, \xi) \right)^{I(x \in \mathbb{D})}. \quad (8)$$

Verrà quindi scritto $X, K, Y, W | \lambda_x, \eta, \xi, v, \lambda_y \sim \text{Hiwp}P_{\mathbb{D}}(\lambda_x, \eta, \xi, v, \lambda_y)$ se $W | \lambda_y$ è distribuito secondo l'equazione (1), $Y | W, \lambda_y$ secondo le equazioni (2) e (3) e $X, K | Y, \lambda_x, \eta, \xi$ secondo l'equazione (8).

Una volta stabilite tali formalizzazioni sono state modellate le quattro time series variate $\{x, k, y, w\}$ dove $x = \{x_t\}_{t=1}^T$, $k = \{k_t\}_{t=1}^T$, $y = \{y_t\}_{t=1}^T$ e $w = \{w_t\}_{t=1}^T$. I dati sono stati raccolti in *time-cluster* con un *Bayesian HMM* non parametrico, nello specifico l'sHPD-HMM, che ha permesso di raggruppare le serie storiche secondo degli stati omogenei (come avviene per l'HMM standard), pur non conoscendo il numero di stati (R), che possono essere dedotti successivamente dai parametri. L'appartenenza ad un determinato stato è codificata secondo una variabile random discreta z_t , se $z_t = r$ al tempo t allora il sistema è nello stato r . Nel modello sHPD-HMM si assume che $z_t \in \mathbb{Z}^+ \setminus \{0\}$, che equivale a dire che il numero degli stati è potenzialmente infinito. Ma dato che T è finito, gli elementi della *time serie* $z = \{z_t \in \mathbb{Z}^+ \setminus \{0\}\}_{t=1}^T$ assumeranno un numero finito di stati (R), ovvero il numero di stati *non-empty*.

L'sHPD-HMM è un modello gerarchico dove se settiamo $\psi_r = \{\lambda_{x,r}, \eta_r, \xi_r, v_r, \lambda_{y,r}\}$ come vettore dei parametri, il primo stadio risulterà

$$P(x, k, y, w | z, \{\psi_r\}_{r=1}^\infty) = \prod_{t=1}^T \prod_{r=1}^\infty = [P(x_t, k_t, y_t, w_t | \psi_r)]^{I(r=z_t)}, \quad (9)$$

$$X_t, K_t, Y_t, W_t | \psi_r \sim \text{Hiwp}P_{\mathbb{D}}(\lambda_{x,r}, \eta_k, \xi_k, v_k, \lambda_{y,r}), \quad (10)$$

Al secondo livello gerarchico, si assume che z segua un processo di Markov di primo ordine, ovvero $P(z_{t-1}, z_{t-2}, \dots, z_1) = P(z_t | z_{t-1})$, con

$$P(z_t | z_{t-1}, \pi_{z_{t-1}}) = \pi_{z_{t-1} z_t}, \quad (11)$$

e $\pi_j = \{\pi_{ji}\}_{i=1}^\infty$, che è la j -esima riga della matrice di transizione, ovvero la matrice che regola le probabilità di passare da uno stato all'altro. Lo stato iniziale z_0 e il vettore di probabilità associato non può essere stimato in quanto non si hanno osservazioni al tempo 0 (Cappé et al., 2005). Per ovviare a questo problema si è settato $z_0 = 1$.

Le equazioni (9), (10) e (11) definiscono quindi un sHPD-HMM con infinito numero di stati, ovvero $z_t \in \mathbb{Z}^+ \setminus \{0\}$, infinito numero di parametri $\{\psi_r\}_{r=1}^\infty$ e vettori di probabilità di lunghezza infinita π_j . La specifica del modello sHPD-HMM può quindi essere conclusa assumendo:

$$\begin{aligned} \pi_r | \rho, \gamma, \{\beta_j\}_{j=1}^\infty, \psi_r &\sim DP \left(\gamma, \sum_{j=1}^\infty \left((1-\rho)\beta_j + \rho I(r=j) \right) \right), \quad \rho \in [0,1], \gamma \in \mathbb{R}^+, \\ \beta_r &= \beta_r^* \prod_{j=1}^{r-1} (1 - \beta_j^*), \\ \beta_r^* | \tau &\sim B(1, \tau), \tau \in \mathbb{R}^+, \\ \psi_r | H &\sim H \end{aligned} \quad (12)$$

dove $\beta_r > 0$, $r = 1, 2, \dots, \infty$, con $\sum_{r=1}^\infty \beta_r = 1$, ovvero dove $\{\beta_r\}_{r=1}^\infty$ è un vettore di probabilità, $B(\cdot, \cdot)$ è la distribuzione Beta, $DP(\cdot)$ è il processo Dirichlet mentre H è la distribuzione su ψ_r che funge da precedente per i parametri del modello. Se si suppone che i primi stati R siano quelli *non empty* e $\pi_r^* = (\pi_{r1}, \dots, \pi_{rR}, \sum_{j=R+1}^\infty \pi_{rj})$, la definizione del processo Dirichlet (Fox et al., 2011) implica la riscrittura dell'equazione (12) in:

$$\begin{aligned} \pi_r^* | \rho, \gamma, \{\beta_j\}_{j=1}^\infty, \psi_r &\sim Dir(\gamma((1-\rho)\beta_1 + \rho I(r=1)), \dots, \gamma((1-\rho)\beta_R + \rho I(r=R)), \gamma(1 - \\ &\rho) \sum_{j=R+1}^\infty \beta_j), \end{aligned} \quad (13)$$

dove $Dir(\cdot)$ è la distribuzione Dirichlet.

Dall'equazione (13) si ha che per $r, j = 1, \dots, R$ abbiamo $E(\pi_{r,j}) = (1-\rho)\beta_j + \rho I(r=j)$ e $Var(\pi_{r,j}) = \left((1-\rho)\beta_j + \rho I(r=j) \right) \left(1 - (1-\rho)\beta_j - \rho I(r=j) \right) / (\gamma + 1)$. Il vettore $\{\beta_r\}_{r=1}^\infty$ e ρ governano il valore medio di π_r^* e ρ è un peso aggiunto alla probabilità dell'autotransizione π_{rr} , ed è necessario in quanto, senza di esso, l'HMM tende a creare degli stati ridondanti. γ è direttamente proporzionale alla precisione (ovvero l'inverso della varianza) di π_{rj} . I tre parametri γ , ρ e τ determinano il numero di stati *non empty*, ovvero R , e al loro aumentare diminuisce R .

Per imporre una distribuzione antecedente (*prior distribution*) a ψ_r , ovvero H , bisogna tener conto di due fattori. Il primo è quello di utilizzare distribuzioni antecedenti che permettano ai parametri di essere facilmente aggiornabili nell'algoritmo *Markov chain Monte Carlo* (MCMC), con un *Gibbs step*. Il secondo fattore è di usare distribuzioni che permettano un facile apprendimento dai dati e una previsione delle distribuzioni successive robusta, una condizione solitamente raggiunta con l'utilizzo di *weakly informative priors* (Mastrantonio & Calise, 2016). Per la serie temporale y abbiamo due tipi di *missing observations*, una dove $y_t^* = 0, 1$, ovvero un *informative missing* dove il valore di y può essere pari a 0 o 1, oppure un dato mancante dovuto al malfunzionamento dell'anemometro, definito come *non-informative missing*. Entrambi i tipi di dati sono stimati nel *fitting* del modello.

Una volta elaborato il modello, si è proceduto con l'analisi, per entrambe le stazioni, di 3 intervalli di tempo: 1961-1969 (T1), 1979-1988 (T2), 2001-2010 (T3), da cui sono stati calcolati i parametri per la velocità media (λ_y), la direzione media (μ_θ), la concentrazione delle direzioni (c_θ) e le matrici di transizione, con i relativi intervalli di credibilità al 95%. A queste si aggiunge anche una tabella per il calcolo della possibilità di non registrare una circolare in caso di vento troppo debole.

3.5 Analisi dei dati ondametrici

3.5.1 Profondità di chiusura

Al fine di aggiornare il dato relativo alla profondità di chiusura (o Depth of Closure), sono stati analizzati i dati ondametrici registrati dalla boa di Cetraro della Rete Ondametrica Nazionale (R.O.N.), che presentano dati dal primo Gennaio 1999 al 5 Aprile 2008. Si definisce Depth of Closure (DoC) la profondità oltre la quale non si verifica alcun cambiamento batimetrico significativo del fondale né alcun trasporto di sedimenti significativo per un dato o caratteristico intervallo di tempo. Generalmente si considera la DoC annuale, ossia la DoC associata ad un periodo temporale di un anno. Il calcolo di tale profondità è stato effettuato utilizzando formula di Hallermeier (1981):

$$h_{in} = 2.28 H_s - 68.5(H_s^2 / gT^2) ,$$

dove h_{in} è la profondità di chiusura, H_s è l'altezza d'onda significativa (espressa come media del terzo più alto dei valori) locale *non-breaking* con una persistenza che supera le 12 ore in un anno, T è il periodo dell'onda associato a H_s e g è l'accelerazione di gravità. Nella formula si è quindi utilizzata l'altezza d'onda significativa ricavata dai dati ondametrici.

3.5.2 S.WA.N. – Ricostruzione del moto ondoso

Per la ricostruzione del moto ondoso a costa è stato utilizzato il software S.WA.N (Simulating WAve Nearshore), un modello del moto ondoso in grado di calcolare onde generate dal vento sul mare e sulle acque interne, sviluppato dalla *Delft University of Technology*. Per ottenere la batimetria necessaria, e con una risoluzione accettabile sotto costa, sono state quindi georeferenziate, tramite il software QGIS (un'applicazione open source di *Geographical Information System*), due carte nautiche scala 1:100000 della Marina Militare Italiana (aggiornate al 1993), in modo da coprire l'intero litorale esaminato, da Diamante a Bonifati. Dai dati batimetrici è stata quindi ricavata una griglia con una risoluzione di 200 metri. Data la mancanza di dati di vento registrati in mare aperto, sono stati utilizzati dati ondametrici registrati dalla boa ondametrica di Cetraro della R.O.N. forniti dall'ISPRA (che ha registrato dati dal 1999 al 2008). I dati sono stati innanzi tutto omogeneizzati in modo da ottenere registrazioni equamente distribuite ogni 3 ore. Dove possibile i dati mancanti sono stati dedotti, tramite uno script, dal dato registrato dell'onda subito precedente e successivo, e sono stati eliminati gli errori di registrazione (come valori fuori scala). I dati sono stati quindi classificati secondo tabelle a doppia entrata Hm0-Dm (altezza d'onda significativa e direzione media) e Hm0-Tp (altezza d'onda significativa e periodo medio), con classi di altezza di ampiezza 0.5 m, classi di direzione di ampiezza 10° e classi di periodo di ampiezza 0.5 s. I dati con altezza inferiore a 0.25m sono stati classificati come calme e non inseriti nella tabella, né nei successivi run dello S.WA.N. Per ogni classe della tabella Hm0-Dm con almeno un rappresentante si è scelto l'elemento centrale della classe e vi sono stati associati la classe di periodo di picco più popolata per quella fascia di altezza nella tabella Hm0-Tp, scegliendo quindi come rappresentate il periodo di picco centrale della classe. Successivamente si è effettuata la propagazione a riva di ogni stato di mare così selezionato, utilizzando il modello S.WA.N in modalità stazionaria, ovvero con uno stato di mare che viene ripetutamente utilizzato come condizione al contorno fino a che in ogni punto di griglia non si raggiunge uno stato di mare sufficientemente costante. Questo perché nel modello a doppia entrata si perde il riferimento temporale e non è dunque possibile far interagire diversi stati di mare successivi (modalità non stazionaria). Si intende come stato del mare una sintesi statistica

dei parametri H_{m0} , D_m e T_p delle onde presenti in un fissato periodo di tempo. Scelto un punto al centro del tratto di costa studiato (coord: 15°50'51.83"E Gw – 39°36'17.94"N) si è ricostruito il clima ondoso a largo e in corrispondenza delle batimetriche -10 metri e -5 metri. Da queste ricostruzioni si è quindi dedotta l'onda di picco per altezza (a largo) e, selezionata la direzione e periodo medio, si è effettuata una simulazione della sua propagazione da largo a costa.

3.6 MOHID Water

Una volta stabiliti i caratteri generali del regime del vento e del moto ondoso, il passo successivo è stato quello di simulare tramite il MOHID Water l'idrodinamica nella costa indotta dal vento. Il MOHID Water è un modello tridimensionale per la simulazione del movimento di acqua di superficie e profonda e del sedimento, sviluppato dal MARETEC (Marine and Environmental Technology Research Center) dell'Istituto Superior Técnico di Lisbona. L'utilizzo del software ha quindi permesso di simulare l'idrodinamica del tratto di costa di interesse (da Diamante a Bonifati), attraverso l'utilizzo dei dati di vento della stazione di Bonifati, scelta in quanto è l'unica stazione presente a ridosso del tratto di litorale studiato nel dettaglio.

All'interno del software, il progetto per la simulazione è composto da 3 parti: una *Solution*, un *Domain* e la *Simulation*. La *Solution* non è altro che il progetto in se, mentre il *Domain* è la parte che contiene sia il *digital terrain*, ovvero i dati relativi al territorio esaminato (in questo caso la batimetria della zona) sia il modello numerico usato per le simulazioni (ovvero per l'idrodinamica il modello *Water*). Ogni *Solution* può contenere al suo interno più *Domain*, in modalità *nested*, come verrà spiegato più avanti. In *Simulation* vengono settate le modalità per l'esecuzione del modello numerico, specificando i parametri e specificando un intervallo di tempo t . Le simulazioni possono essere di due tipi: *root simulation* e *sequential simulation*. Mentre il primo tipo, definito come *cold start*, parte da condizioni iniziali fornite da modelli ri-analizzati, in grado di fornire tutti i parametri in un dato tempo, il secondo tipo di simulazione necessita di una simulazione precedente che fornisca tali dati, con lo scopo di inizializzare il flusso idrodinamico, e per questo motivo viene definito come *hot start*. Ovviamente nel caso di un *hot start*, la simulazione precedente non presenta risultati credibili se non alla fine della simulazione, dato che parte da una situazione iniziale neutra dove il flusso idrodinamico non è presente. In questo progetto è stata utilizzata la seconda opzione.

Per prima cosa si è dovuti ricorrere ad una formattazione dei dati di vento in modo che potessero essere letti dal software correttamente. Sono stati selezionati due decenni, il 1961-1970 ed il 2001-2010. La ragione per aver analizzato e simulato solo questi due decenni dipende sia dai tempi di calcolo molto lunghi (che possono occupare diversi giorni) per simulazioni di questo tipo, sia per avere, un quadro dei mutamenti dell'idrodinamica della costa tra l'inizio e la fine del periodo studiato. Essendo le due *time serie* composte da registrazioni triorarie, attraverso uno script ideato in Excel i dati di velocità-direzione del vento sono stati indicizzati nel seguente modo: ponendo il primo numero di indice uguale a zero, i successivi sono stati calcolati per multipli di 3, che vengono quindi riconosciuti dal software come intervalli di tempo di 3 ore ciascuno. In questa fase bisogna però tener conto dei dati mancanti e si ha la necessità di interrompere la serie di indicizzazione per poi riprenderla col numero successivo corretto, nel qual caso è possibile che nell'indicizzazione la serie di multipli di 3 si interrompa e riprenda alcuni multipli dopo. Il software sarà in grado di interpolare i dati mancanti nella simulazione con i dati immediatamente precedenti e successivi, in modo da mantenere ininterrotta la serie temporale. Le velocità, affinché potessero

essere lette correttamente, sono state convertite dai nodi ai m/s ($1 \text{ nodo} = 0.514 \text{ m/s}$) e i dati mancanti (*NaN*) sono stati eliminati dalle serie.

Per ricostruire la batimetria sono stati utilizzati i dati SRTM-15 della Shuttle Radar Topography Mission della NASA, liberamente scaricabili dal sito <http://topex.ucsd.edu/index.html>. A questi sono stati aggiunti anche i dati batimetrici ottenuti tramite la georeferenziazione delle carte nautiche della Marina Militare Italiana. Durante tutti i test per la scelta del dominio e le successive simulazioni definitive, la batimetria è stata calcolata attraverso un'interpolazione dei punti batimetrici delle carte nautiche e dell'SRTM-15. Per aumentare la precisione della batimetria verso costa, sono stati eliminati tutti i valori prossimi alla linea di riva dalla SRTM-15 (dove questa presentava problemi) e sono stati aggiunti punti prossimi alla linea di riva (valore di circa 4 metri) per agevolare l'interpolazione. Il software Mohid Water ha poi escluso dalla griglia tutte le celle sulla terraferma.

Per elaborare la griglia (e dunque definire i domini) si è dovuto innanzi tutto optare tra due scelte: creare un singolo dominio oppure un dominio *nested*. Nel primo caso si crea una singola griglia che copra l'intera area di studio, con l'unica accortezza di lasciare sufficiente margine tra i *boundaries*, ovvero i bordi della griglia, e la zona studiata, in quanto spesso per la natura dei modelli, questi presentano dei risultati nella simulazione non del tutto credibili. Nel secondo caso invece si effettua la costruzione di 2 o più griglie, innestate una dentro l'altra via via più piccole e con risoluzione crescente, che permette di utilizzare i risultati dei domini esterni come condizioni al contorno dei domini interni. Sebbene il primo tentativo sia stato quello di optare per un singolo dominio, in modo da mantenere il modello il più semplice possibile, tale scelta ha manifestato diversi problemi nella fase di test. In simulazioni di processi oceanici e costieri la scelta dei moduli da utilizzare nelle condizioni al contorno è infatti un passaggio critico, questo per via della sovrapposizione di processi con scale molto diverse tra loro. Durante le simulazioni di prova con l'utilizzo dei soli dati anemometrici su un dominio aperto si è venuto a creare un incremento insolito dell'energia idrodinamica ai *boundaries*, che ha portato al *crash* della simulazione. Cercando di risolvere il problema utilizzando la condizione di Flather (1976) per il calcolo delle condizioni al contorno, si è però riscontrato un fenomeno tipico delle situazioni in cui si ha un vento dominante per un periodo di tempo prolungato. In questi casi il flusso generato dal vento sembra seguire i bordi del dominio nonostante questo sia aperto e non chiuso, non permettendo al flusso di entrare o uscire liberamente dal dominio. Questo problema è stato risolto dunque optando per la seconda opzione, ovvero tramite la creazione di un dominio *nested*. Per il dominio *father* si è selezionata un'area più grande rispetto all'area studiata, con una risoluzione di 1 chilometro (0.0117 gradi decimali). In questo è stato innestato quindi un dominio *son* avente risoluzione 500 metri (0.00585 gradi decimali) (**Fig. 3-3**). Nel dominio *father* sono stati utilizzati i dati di vento e di marea, utilizzando poi la condizione Flather (1976) per il *son*, in cui sono stati inseriti soltanto i dati di vento e in grado di assimilare dal *father* i dati necessari per definire le condizioni al contorno. L'ingenerarsi di una corrente proveniente dall'esterno da parte del *father* ha dunque eliminato la generazione artificiale di un flusso vorticoso, spinto da un vento dominante, intrappolato all'interno del dominio.

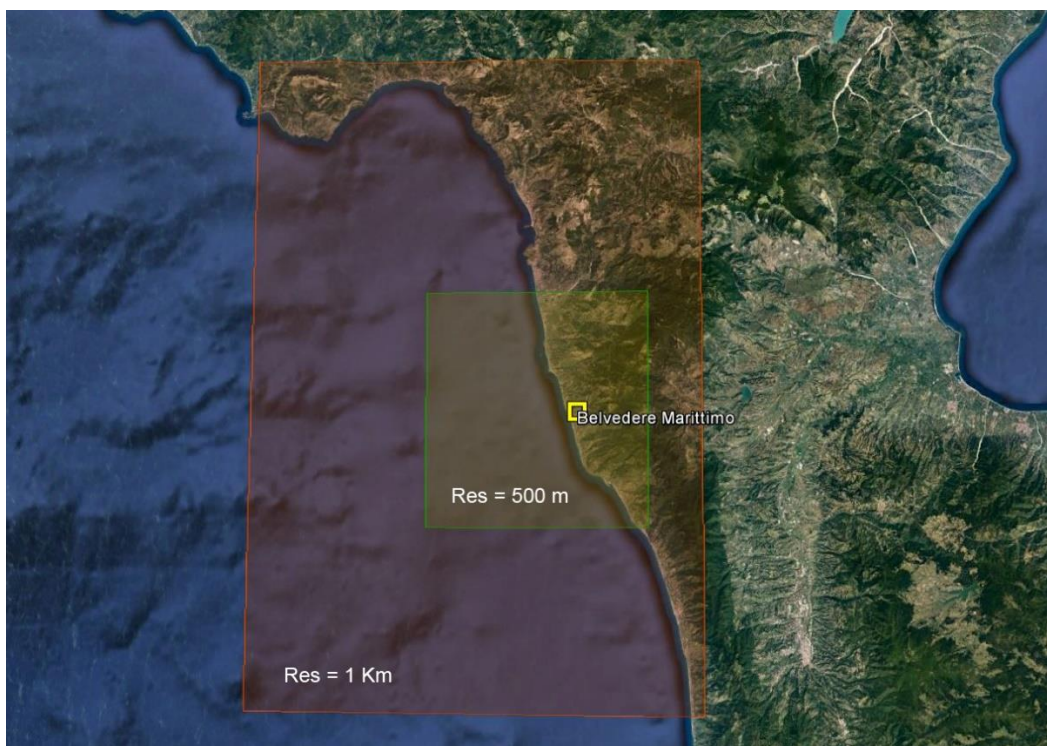


Fig. 3-3 – estensione dei domini per la simulazione in Mohid Water. In rosso il father domain ed in verde il son domain. In entrambi vi è indicata la risoluzione di ogni griglia. Immagine da Google Earth, 2016.

I dati delle maree utilizzati nel dominio *father* sono stati calcolati attraverso il modello globale delle maree FES (Finite Element Solution) 2004, liberamente scaricabile dalla rete. Effettuata una simulazione dove sono stati applicati i dati di marea e di vento, si è comparato il livello del mare calcolato dal modello con i dati dello stesso registrati con sensore idrometrico storico ad ultrasuoni dalla Rete Mareografica Nazionale (<http://www.mareografico.it/>) per la validazione del dato simulato. Il punto di validazione è stato scelto al centro della linea di costa racchiusa nel dominio *father*, alle coordinate: 15°50'59.73" E Gw – 39°36'42.93" N.

Definite le condizioni necessarie per la simulazione, questa è stata avviata prima per il decennio 1961-1970 e successivamente per il 2001-2010, in modo da avere come risultato la *residual velocity* del flusso nel dominio *son*, ovvero il valore medio per ogni decennio della velocità e della direzione, che ha permesso così di confrontare l'idrodinamica nei due periodi. Le due simulazioni sono state avviate con l'ausilio di un periodo di *smooth* sia per il vento che per la marea per un intervallo di tempo di un giorno (86.400 secondi), con la funzione di smorzare la velocità iniziale del flusso e ripristinandola gradualmente nell'intervallo di tempo selezionato. Questo permette di avere un graduale aumento delle forze agenti sulla superficie del mare, che altrimenti avrebbero portato a problemi per un improvviso aumento del livello del mare ai bordi di domini dove non è presente una circolazione iniziale. Questo problema, una volta attivata la circolazione, non si presenta più e le forze agenti sulla superficie vengono applicate nella loro interezza.

Considerando la forte vulnerabilità dell'area di Belvedere Marittimo alle mareggiate invernali (come testimoniato da diverse relazioni effettuate dal Comune nel corso degli anni, al fine di valutare i danni sulle opere di difesa e l'abitato a ridosso della costa), l'intero processo di simulazione è stato ripetuto selezionando soltanto il semestre tra Settembre e Febbraio, per 3

diversi decenni (1960-1971, 1980-1991 e 2000-2011), ottenendo così la *residual velocity*, ovvero il valore medio della direzione e velocità del flusso, relativo ai semestri invernali.

Un'ulteriore simulazione è stata eseguita come test per monitorare il funzionamento delle opere di difesa del tratto costiero G (**Fig. 2-5**). Tale frazione è difesa sia da pennelli che da frangiflutti, ad oggi danneggiati e parzialmente assenti in alcuni punti (**Fig. 3-4**). Sono state quindi effettuate due simulazioni, una con le opere di difesa intatte ed un'altra con le opere nel loro stato attuale. Per testarne l'efficacia sono stati utilizzati i dati di vento che vanno dal Novembre 1986 al Febbraio 1987, un trimestre invernale in cui si è registrata una violenta mareggiata che ha arrecato danni alle opere di difesa e all'abitato nel comune di Belvedere Marittimo, secondo i rapporti del Comune, dove le velocità di picco del vento hanno superato la 7^a classe Beaufort. Anche in questo caso è stato costruito un dominio *father* ed un dominio *son* (**Fig. 3-5**), quest'ultimo comprendente la costa tra le coordinate 15°50'23.85" E Gw – 39°38'31.33"N e 15°50'37.73" E Gw – 39°37'46.40" N. Oltre a osservare il valore medio delle velocità e direzione delle correnti (*residual velocities*) indotte dal vento, sono stati monitorati i dati relativi ad ogni ora, al fine di evidenziare i momenti di velocità massima e la persistenza di tale fenomeno, sia con le opere di difesa intatte sia danneggiate. Le simulazioni hanno quindi restituito un grafico con la velocità espressa in metri al secondo delle correnti indotte dal vento nel *son domain*, per entrambe le situazioni studiate.



Fig. 3-4 – porzione del litorale di Belvedere Marittimo con opere di difesa danneggiate. Le foto a destra sono state effettuate sul campo nel mese di Luglio 2015. Immagine aerea (a sinistra) da Bing Maps, 2016.

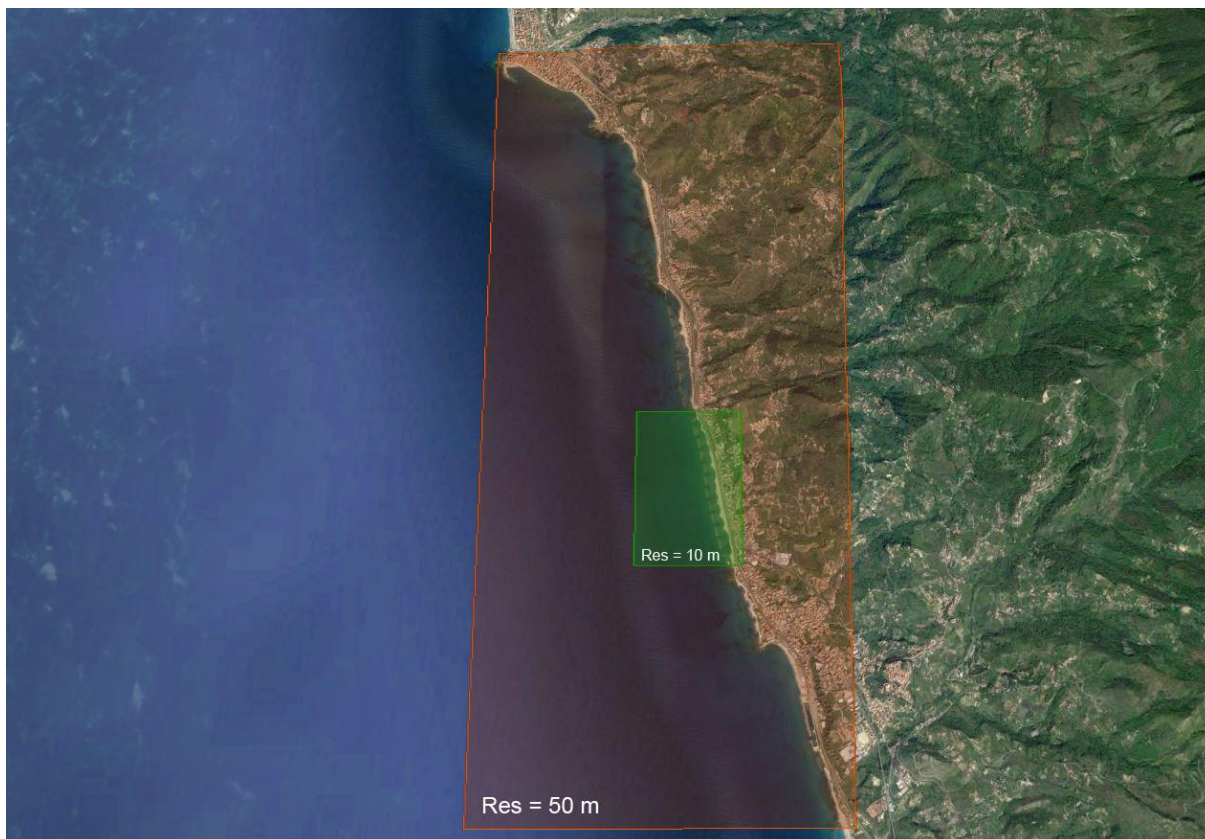


Fig. 3-5 – estensione dei domini nella simulazione relative all'efficacia delle opere di difesa in un tratto costiero di Belvedere Marittimo. In rosso il father domain e in verde il son domain. In entrambi vi è indicata la risoluzione di ogni griglia. Immagine da Google Earth, 2016.

3.7 Linee di riva e valutazioni degli effetti dell'idrodinamica

Per la presente tesi sono state comparate 4 linee di riva di diversa origine. Quella relativa al 1873 è stata ricavata dalle carte topografiche dell'I.G.M.I. La linea di riva del 1955 proviene dal volo base 1954/1955 dell'IGMI. Quella del 2002 deriva invece da un precedente lavoro sull'area (Bellotti et al., 2009) tramite l'utilizzo di GPS. A queste se ne è potuta aggiungere una quarta, datata 2006, che è stata fornita dall'ISPRA.

Durante il mese di Aprile 2015 si è inoltre effettuato un rilevamento GPS al fine di ottenere una linea di riva aggiornata. Per tale scopo sono stati utilizzati due GPS a doppia frequenza della Leyca Geosystems. Il modello 12000 è composto di due apparecchiature, un *reference* e un *rover*, comunicanti tra loro tramite un collegamento radio. Mentre il *rover* viene spostato per l'acquisizione dei dati, il *reference* viene lasciato in un punto noto (come i punti geodetici I.G.M.95) per trasmettere le correzioni delle coordinate al primo, essendo in grado di comunicare tra loro fino a 8 chilometri. Per tale rilievo sono stati utilizzati i punti geodetici dell'Istituto Geografico Militare (consultabili dal sito <http://www.igmi.org>) e nello specifico i punti 220901 di Diamante e il 228601 di Capo Tirone. Il sistema di riferimento utilizzato nella registrazione è l'ellissoide WGS84 (World Geodetic System 1984).

Dopo che le linee di riva sono state georeferenziate e quindi sovrapposte tramite il software QGIS, è stata effettuata una valutazione delle aree maggiormente sensibili ad erosione. Queste aree sono state quindi comparate con i risultati ottenuti dalle simulazioni S.W.A.N. e Mohid Water al

fine di stabilire la probabile sovrapposizione di aree erose e le zone di maggior energia del moto ondoso e idrodinamica. Per facilitare la comparazione, il tratto di costa è stato diviso in due sezioni secondo tre punti: A (15°49'56.76 E Gw – 39°40'00.56" N), B (15°50'50.33" E Gw – 39°37'17.86" N) e C (15°51'39.04" E Gw – 39°35'33.55 N). Una volta sovrapposte le linee di riva, sono state calcolate le aree erose e quelle in accrescimento nei rispettivi intervalli di tempo, al fine di stabilire il bilancio sedimentario dell'area. Utilizzando la regola del parallelogramma e moltiplicando le aree per il valore di profondità di chiusura (6,39 m) proposto in lavori precedenti (Bellotti et al., 2009), si è stimato il volume complessivo delle zone erose e delle zone di accumulo.

Per il calcolo dell'arretramento della linea di riva è stata utilizzata la regola di Bruun (Walkden & Dickson, 2008), secondo la formula:

$$B = h * \Delta x,$$

dove B è il bilancio, h è pari alla profondità di chiusura più la quota della spiaggia al piede della duna e Δx la distanza orizzontale pari alla traslazione (**Fig. 3-6**).

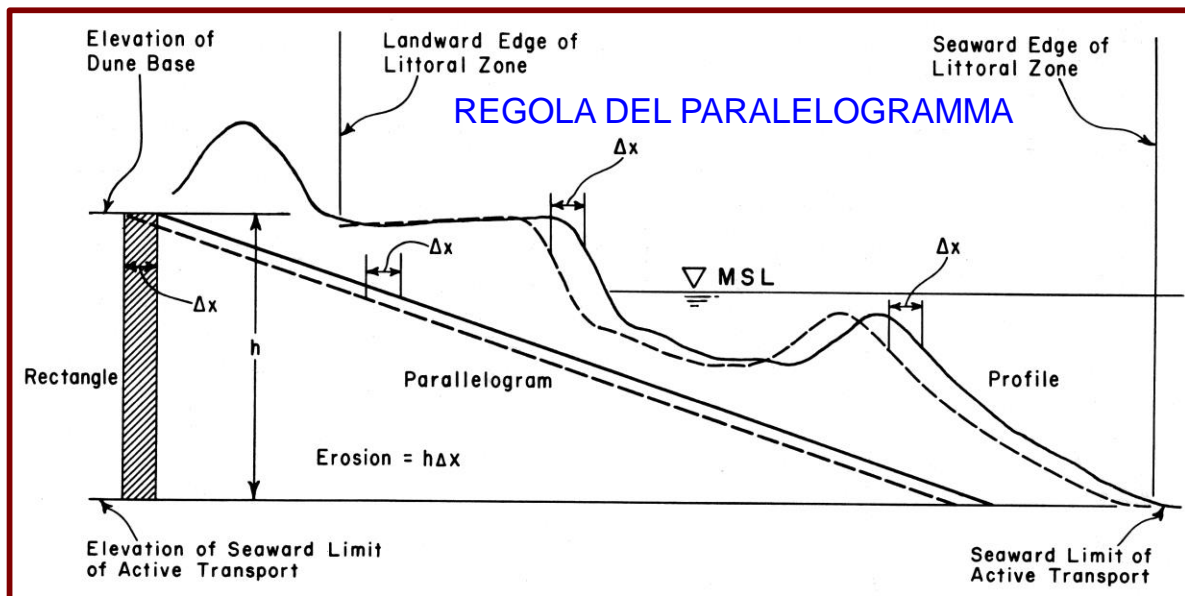


Fig. 4-6 – Immagine relative all'utilizzo della regola del parallelogramma.

CAP. 4 – RISULTATI

4.1 Grafici polari

4.1.1 Stazione di Capo Palinuro

La stazione di Capo Palinuro, nel periodo che va dal 1951 al 2010, presenta venti prevalenti da NNO e SSE, con una percentuale di calme del 18%. Da queste direzioni si hanno anche le massime intensità del vento. In particolare, dai grafici decennali (**Fig. 4-1**) si nota come nei primi due decenni (1951-1960 e 1961-1970) sia presente un vento da Nord e da Sud che nel corso dei decenni andrà man mano diminuendo di frequenza. Per primo, il vento da Sud non risulta più presente dal 1971 in poi, mentre aumenta la frequenza del vento da SE. Dal 1991 anche il vento da Nord diminuisce di frequenza e si ha un incremento di quello da NO, sino ad arrivare al 2001-2010 dove i venti prevalenti sono quelli da NO e SE. È importante anche notare come dal 1971 al 2000 i venti settentrionali sembrano registrare più casi per le classi Beaufort più elevate rispetto quelli meridionali, mentre nei decenni precedenti non si aveva questa differenza tra i due quadranti. Inoltre, la percentuale delle calme subisce una drastica diminuzione dal decennio 1991-2000 in poi, dove si registrano calme con il 2-5% di frequenza in confronto al 20-28% di frequenza dei decenni precedenti (anche se in realtà come sarà visibile dai grafici annuali, questa tendenza inizierà già dalla fine del decennio precedente, precisamente dal 1989). Con la rotazione della direzione prevalente del vento, ovvero con venti che in precedenza spiravano prevalentemente da Nord e Sud e successivamente cambiano in NO e SE, e con l'aumento di ventosità, si ha anche una maggior turbolenza nel vento, con angoli di provenienza più ampi e direzioni prevalenti meno distinte.

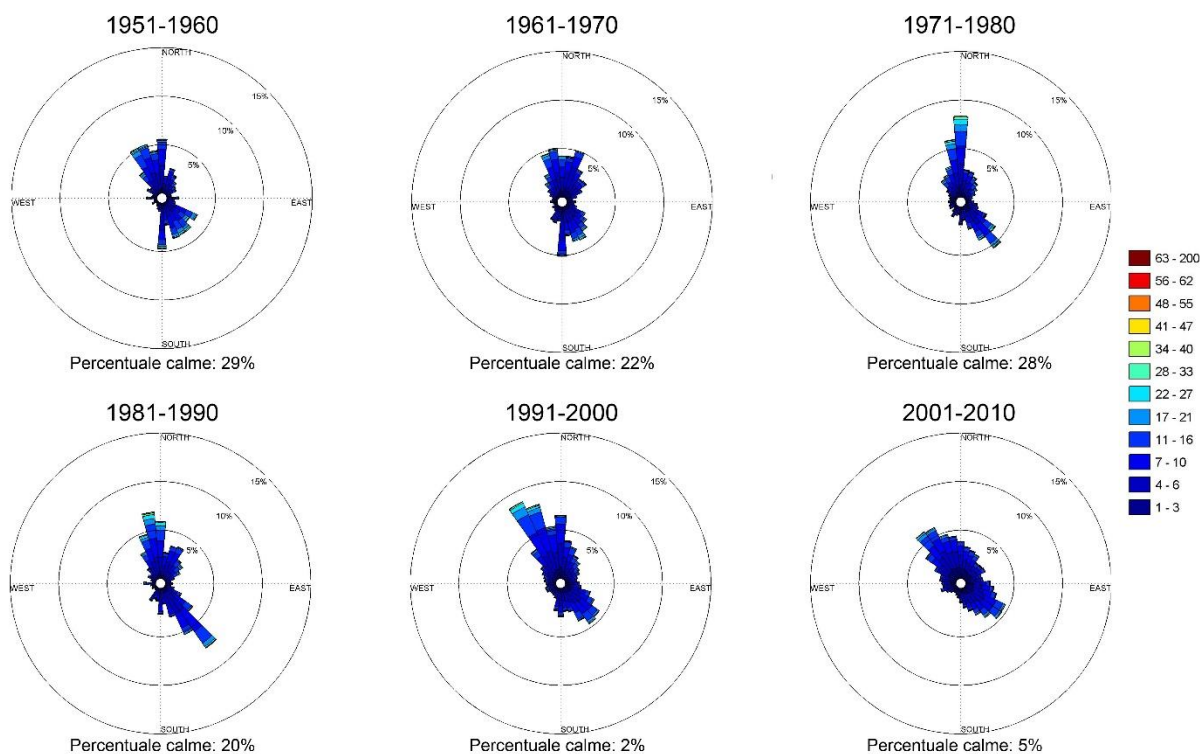


Fig. 4-5 – Grafici decennali relativi ai dati di vento registrati dalla stazione di Capo Palinuro dal 1951 al 2010. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

Anche nei grafici stagionali (**Fig. 4-2, Fig. 4-3, Fig. 4-4, Fig. 4-5, Fig. 4-6 e Fig. 4-7**) si nota come gli ottanti con più casi di vento siano quelli di Nord e Sud, con venti settentrionali più frequenti nella stagione estiva, pur mantenendo frequenze importanti in tutte le stagioni. Come per i precedenti grafici, le direzioni prevalenti sembrano subire una rotazione (in senso antiorario), prima nel quadrante meridionale dal 1971 in poi, che da Sud cambia in SE, poi in quello settentrionale dal 2001 a seguire, ruotando da Nord a NO. Le intensità maggiori sono registrate soprattutto nella stagione invernale, con percentuali leggermente inferiori nella primavera e nell'autunno. L'estate è la stagione con le intensità minori e, solitamente, con la più alta percentuale di calme.

I grafici annuali hanno permesso di individuare alcuni casi atipici, con direzioni molto diverse da quelli abituali per questa stazione. Il 1978 ed il 2009 hanno registrato venti prevalenti dai quadranti occidentali e orientali, con conseguente diminuzione (quasi sparizione) dei venti da Nord e Sud. Il 2010, invece, mostra venti prevalenti da Ovest e da NE.

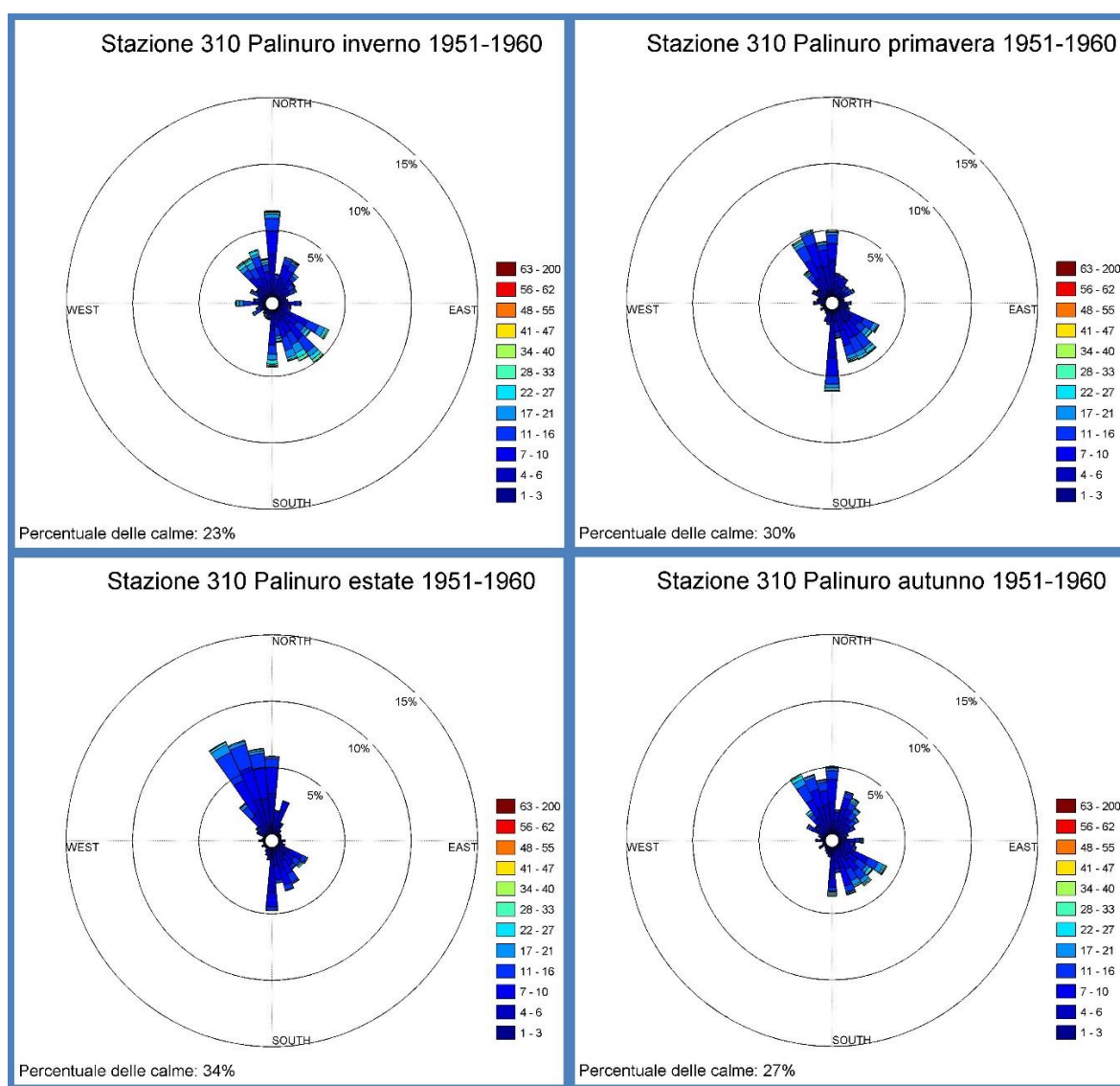


Fig. 4-2 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Capo Palinuro, decennio 1951-1960. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

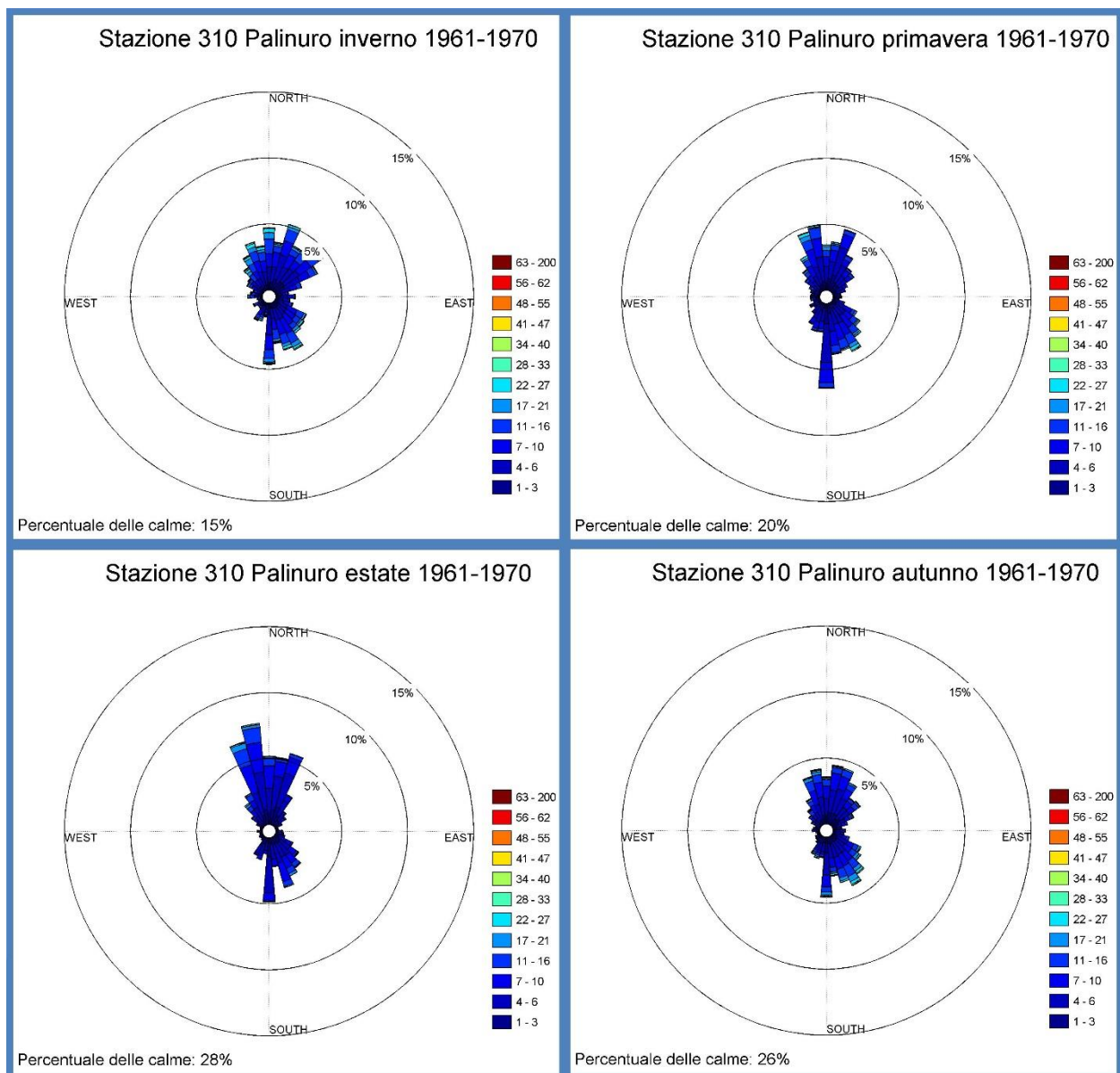


Fig. 4-3 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Capo Palinuro, decennio 1961-1970. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

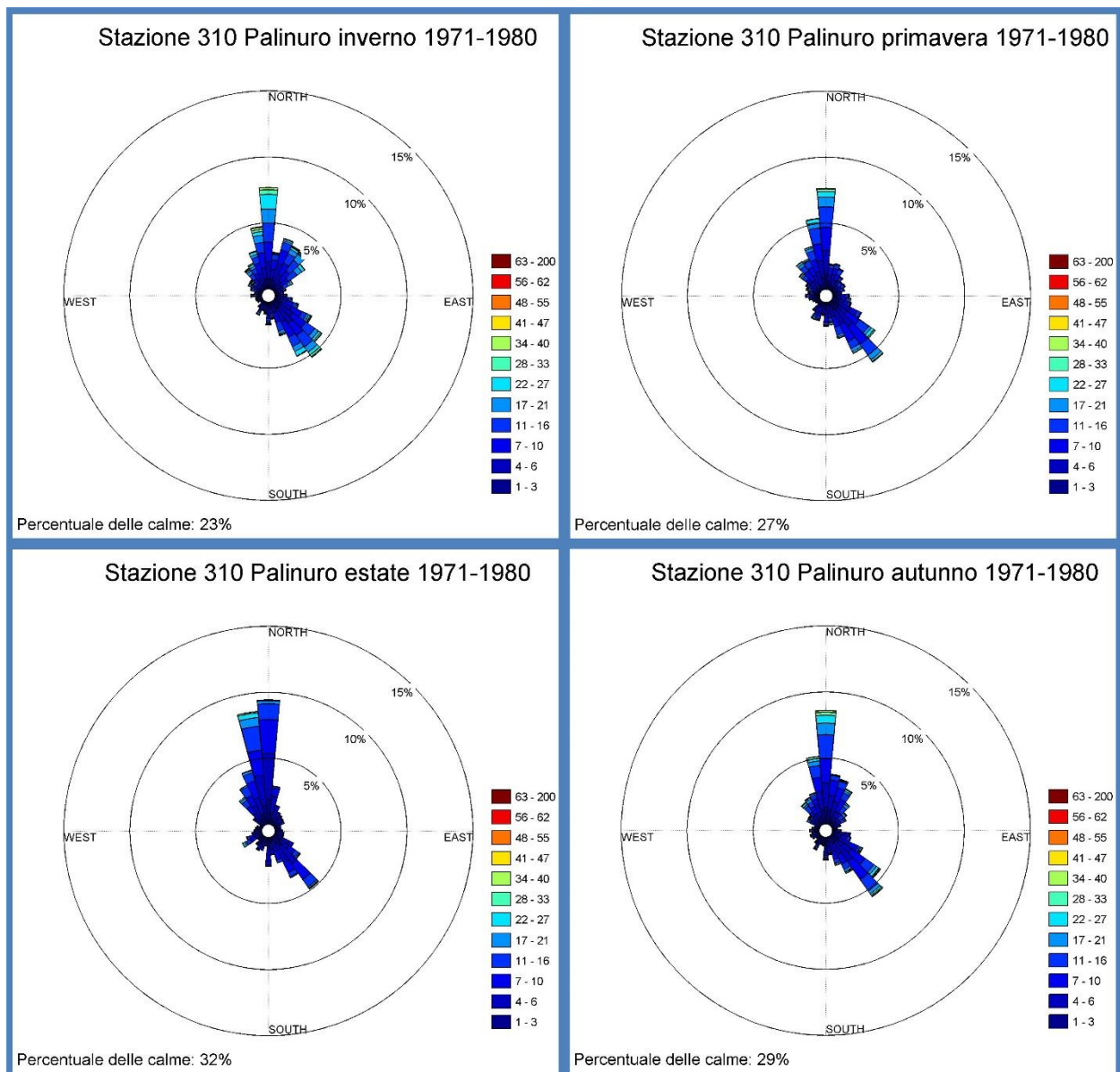


Fig. 4-4 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Capo Palinuro, decennio 1971-1980. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

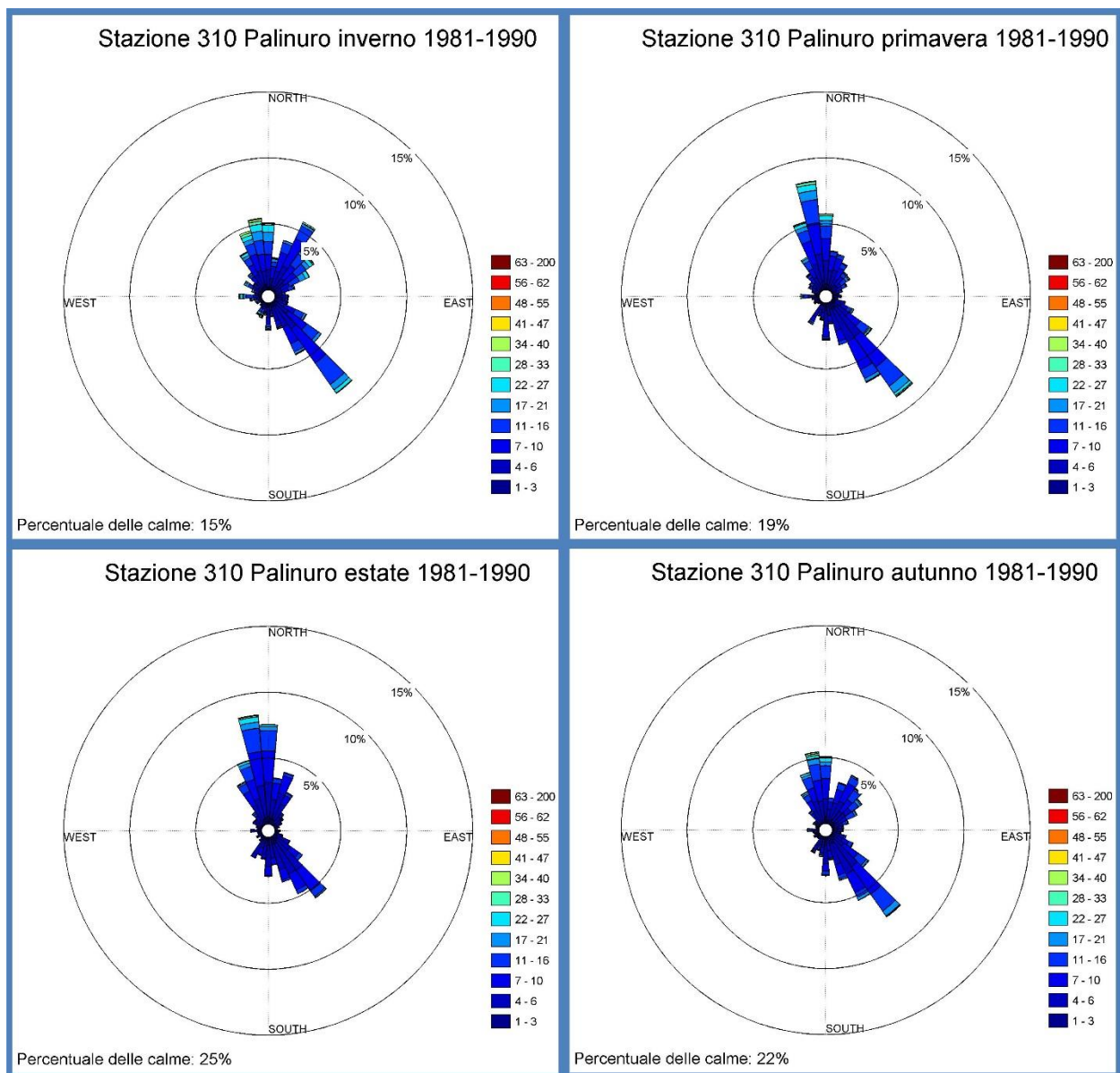


Fig. 4-5 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Capo Palinuro, decennio 1981-1990. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

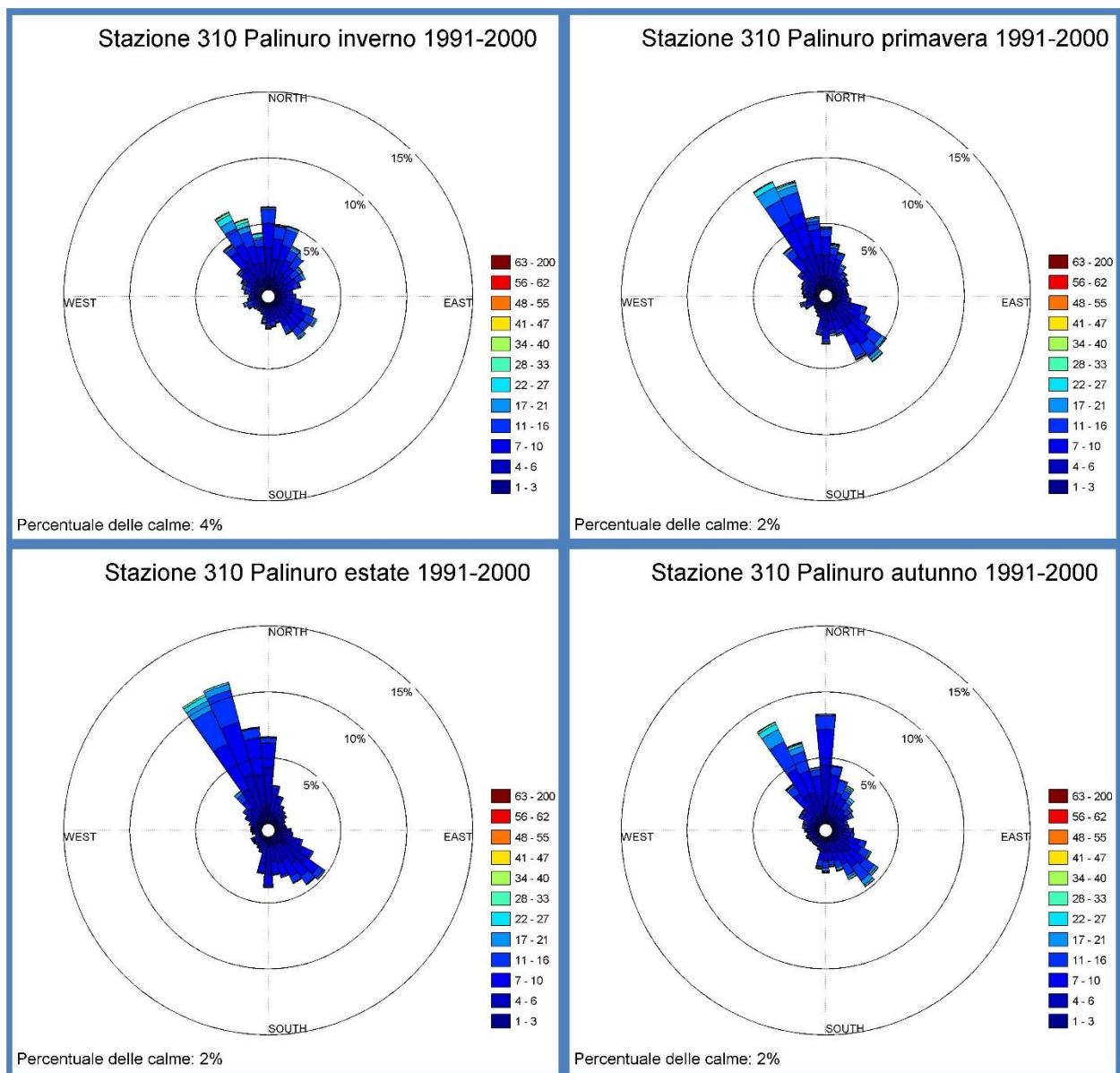


Fig. 4-6 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Capo Palinuro, decennio 1991-2000. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

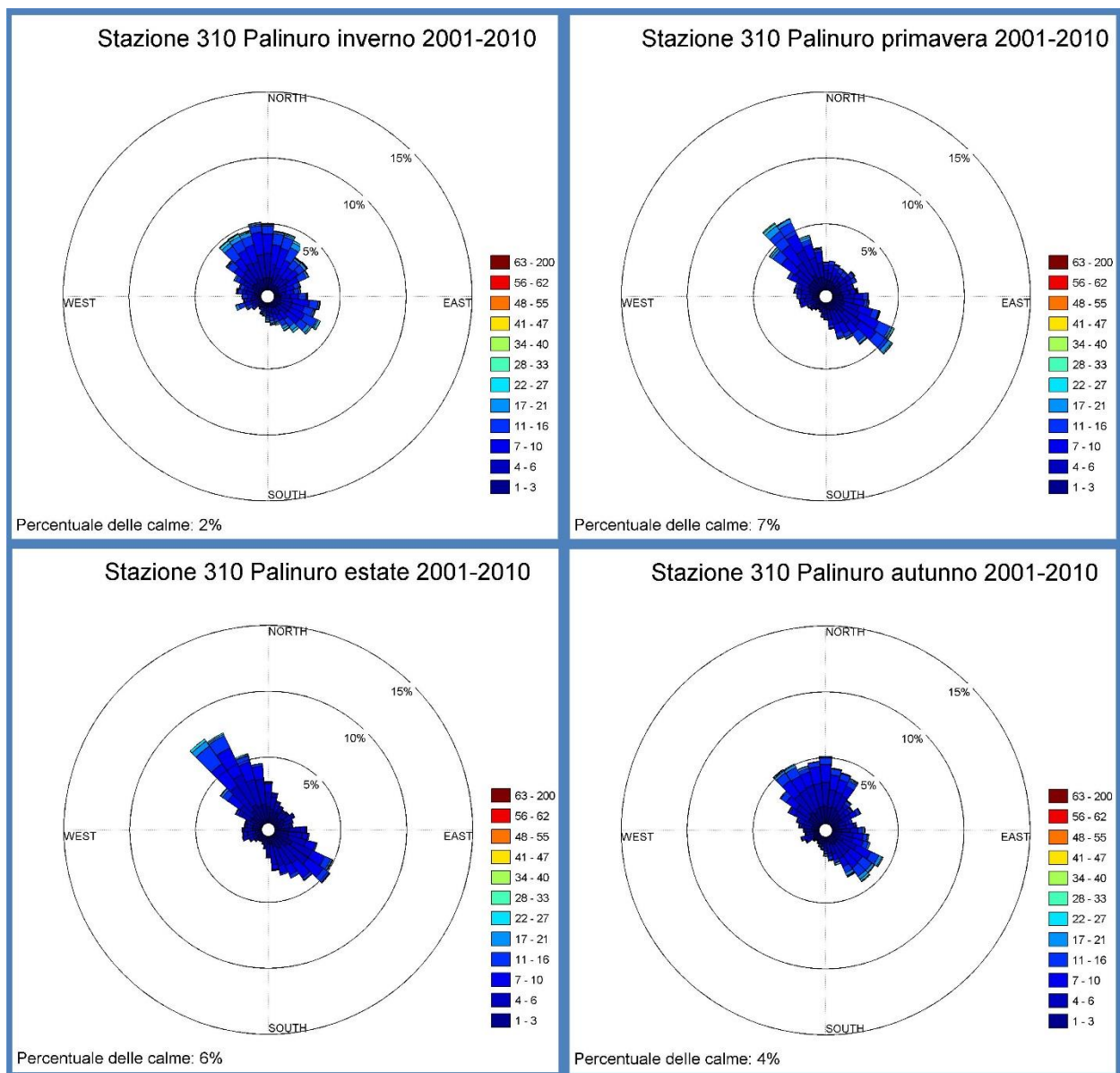


Fig. 4-7 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Capo Palinuro, decennio 2001-2010. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

4.1.2 Stazione di Bonifati

In questa stazione, il grafico che tiene conto di tutti i dati dal 1961 al 2010, mostra chiaramente un vento dominante e regnante proveniente da NE, con intensità molto forti che possono superare la IX classe Beaufort. Sono presenti inoltre venti da tutte le direzioni che vanno da NO a Sud (in senso antiorario). La percentuale delle calme è pari al 34%. Sebbene il vento da NE resti il dominante in tutti i decenni (**Fig.4-8**), si è osservato come dal 1991 in poi i venti provenienti dai quadranti occidentali (e quindi i venti foranei) aumentino di frequenza, sino a raggiungere, dal 2001 in poi, la stessa frequenza del vento da NE. Le percentuali delle calme, che presentano valori dal 33% al 44% sino al 1990, diminuiscono registrando valori dal 22% al 26%.

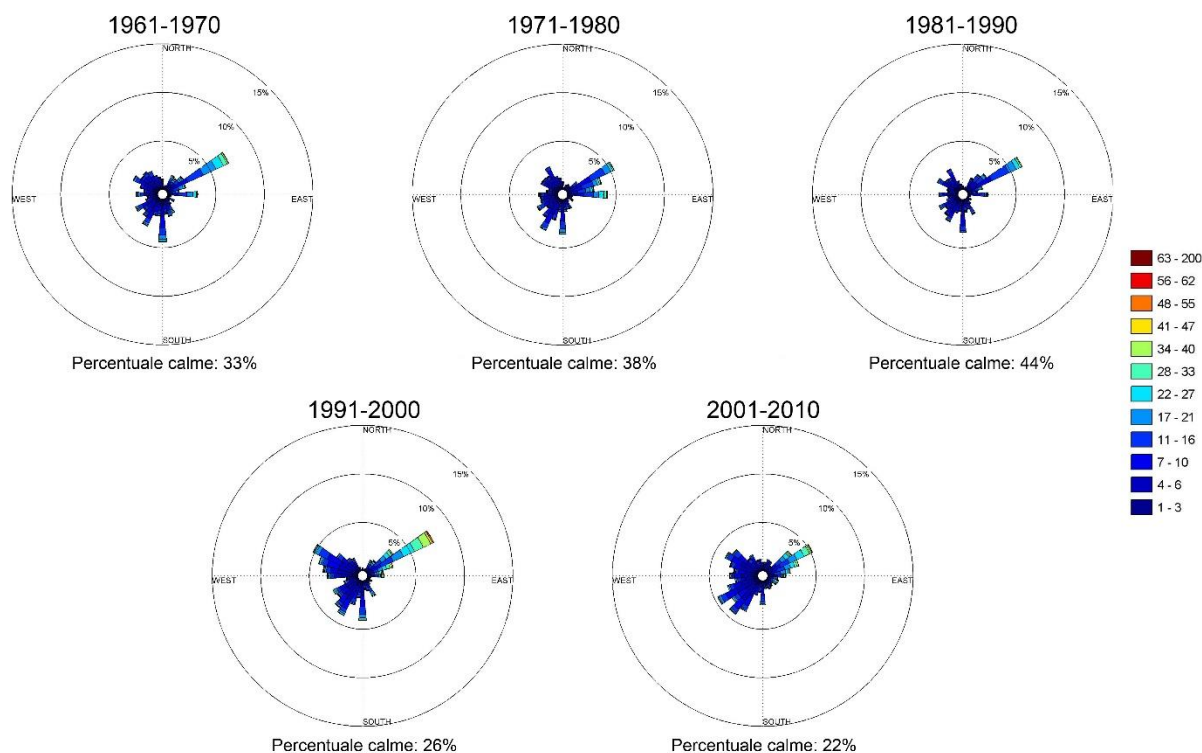


Fig. 4-8 – Grafici decennali relativi ai dati di vento registrati dalla stazione di Bonifati dal 1961 al 2010. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

Per i grafici stagionali (**Fig. 4-9, Fig. 4-10, Fig. 4-11, Fig. 4-12, Fig. 4-13**) valgono tutti i cambiamenti descritti poco sopra. I decenni 1991-2000 e 2000-2010, soprattutto nei mesi invernali, presentano una frequenza leggermente maggiore delle velocità più elevate, che raggiungono l'VIII classe. Se si considerano i soli venti foranei, durante l'inverno il vento da Sud è quello regnante e spesso è quello con le intensità maggiori, eccezion fatta per il decennio 1991-2000, dove il vento da Sud e quello da NO presentano grosso modo la medesima frequenza.

L'analisi anno per anno, anche in questo caso, ha messo in evidenza alcuni casi con comportamento diverso dal trend generale. Nel 1964 il vento da NE diminuisce di molto di frequenza mentre aumenta quello da Est, che diviene in questo anno il vento regnante. Nel 1965 si registrano venti prevalenti (con pari frequenza, 5% circa) da Ovest, Sud ed Est, mentre è quasi assente il vento da NE. Nel 1972 il vento da Sud risulta essere il più frequente assieme a quello da NE, sebbene quest'ultimo risulti essere quello con le intensità maggiori. Nel 1998 e 2000 i

venti da Ovest e da Sud divengono i più frequenti assieme a quello da NE. Molto importante anche notare come nel 2006, 2008, 2009 e 2010 il vento da SO divenga il regnante e come negli ultimi tre anni menzionati il vento da NE risulti quasi assente, al contrario del vento da Est che aumenta di frequenza e fa registrare le intensità maggiori.

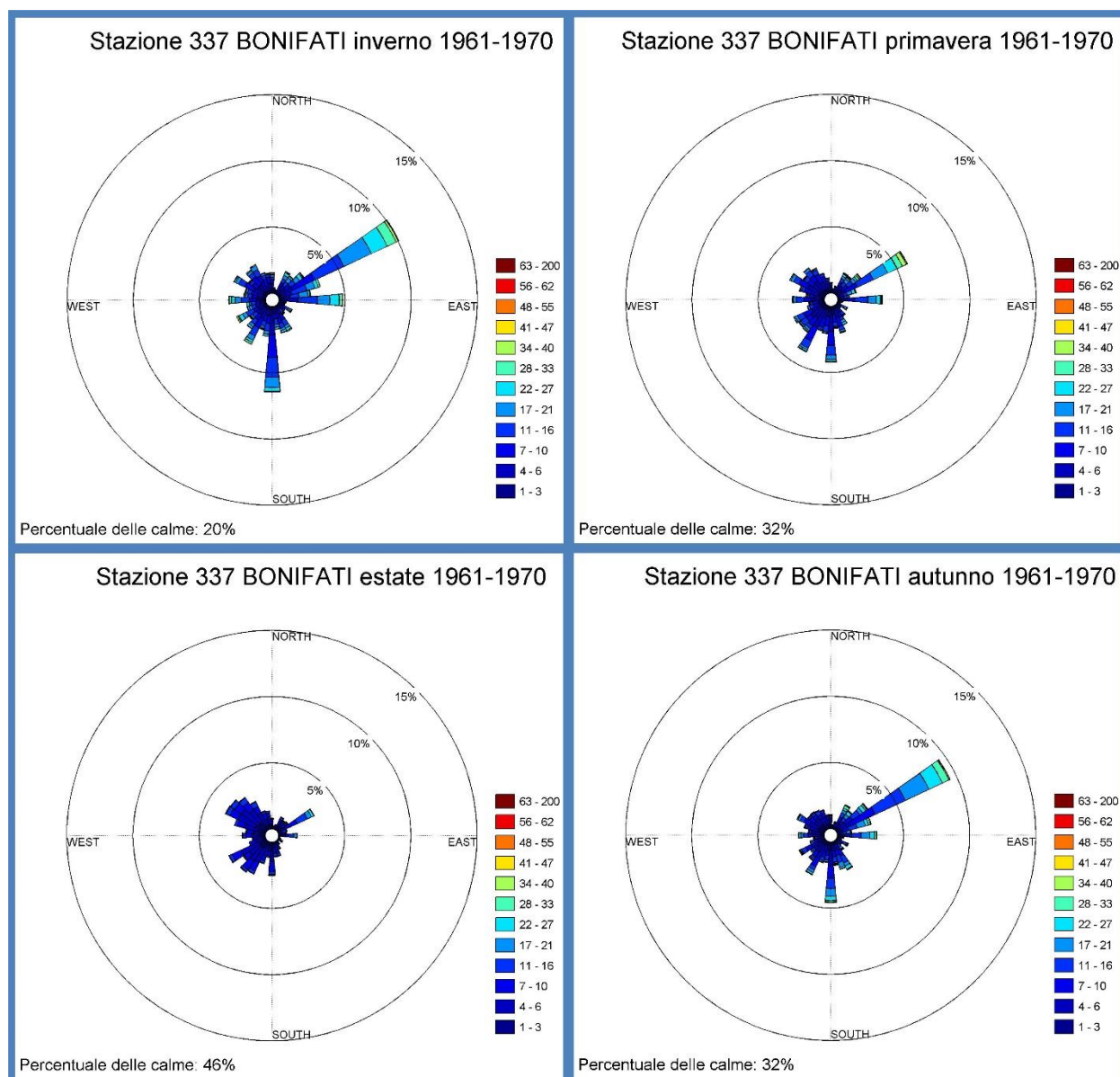


Fig. 4-9 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Bonifati, decennio 1961-1970. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

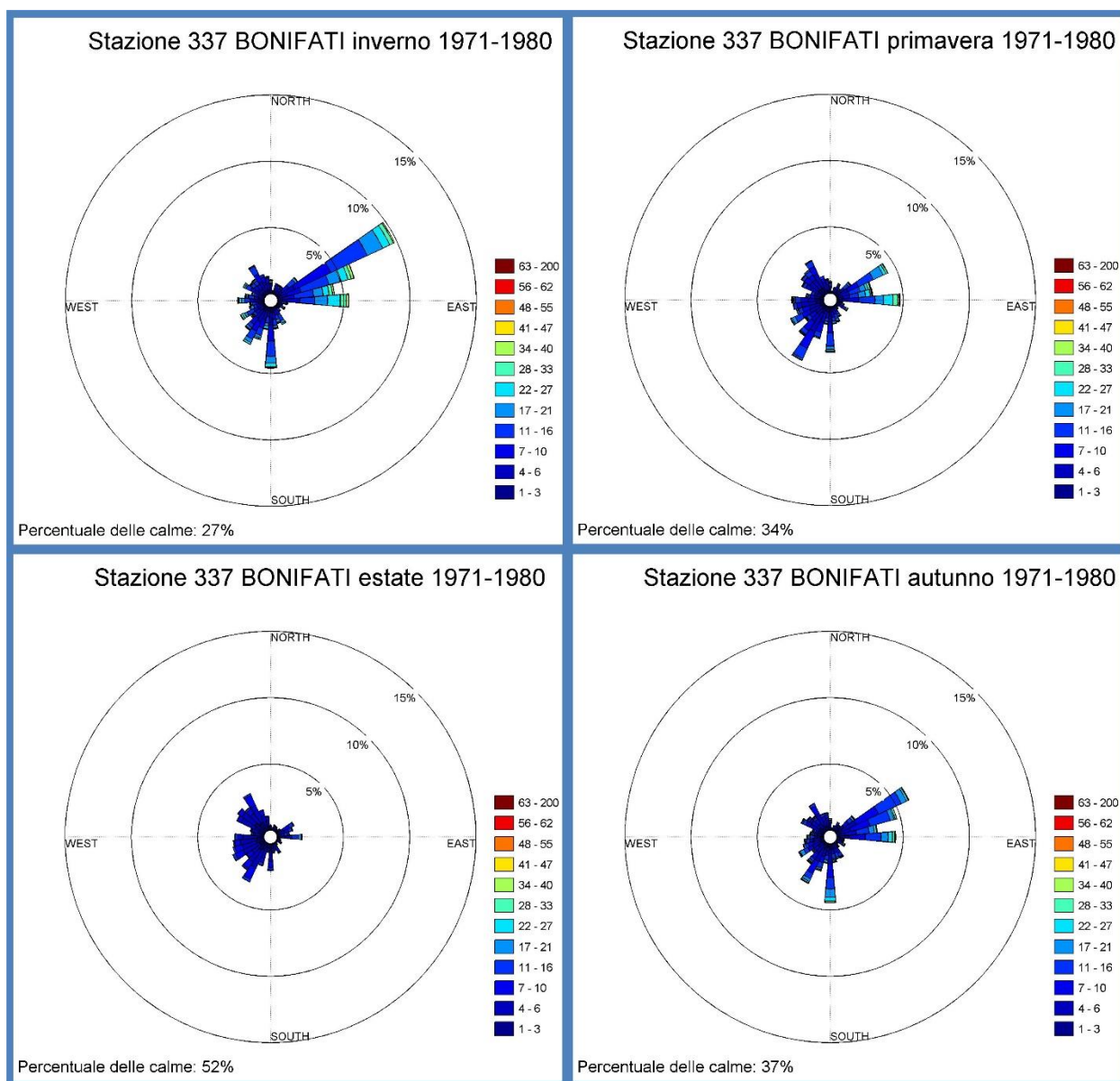


Fig. 4-10 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Bonifati, decennio 1971-1980. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

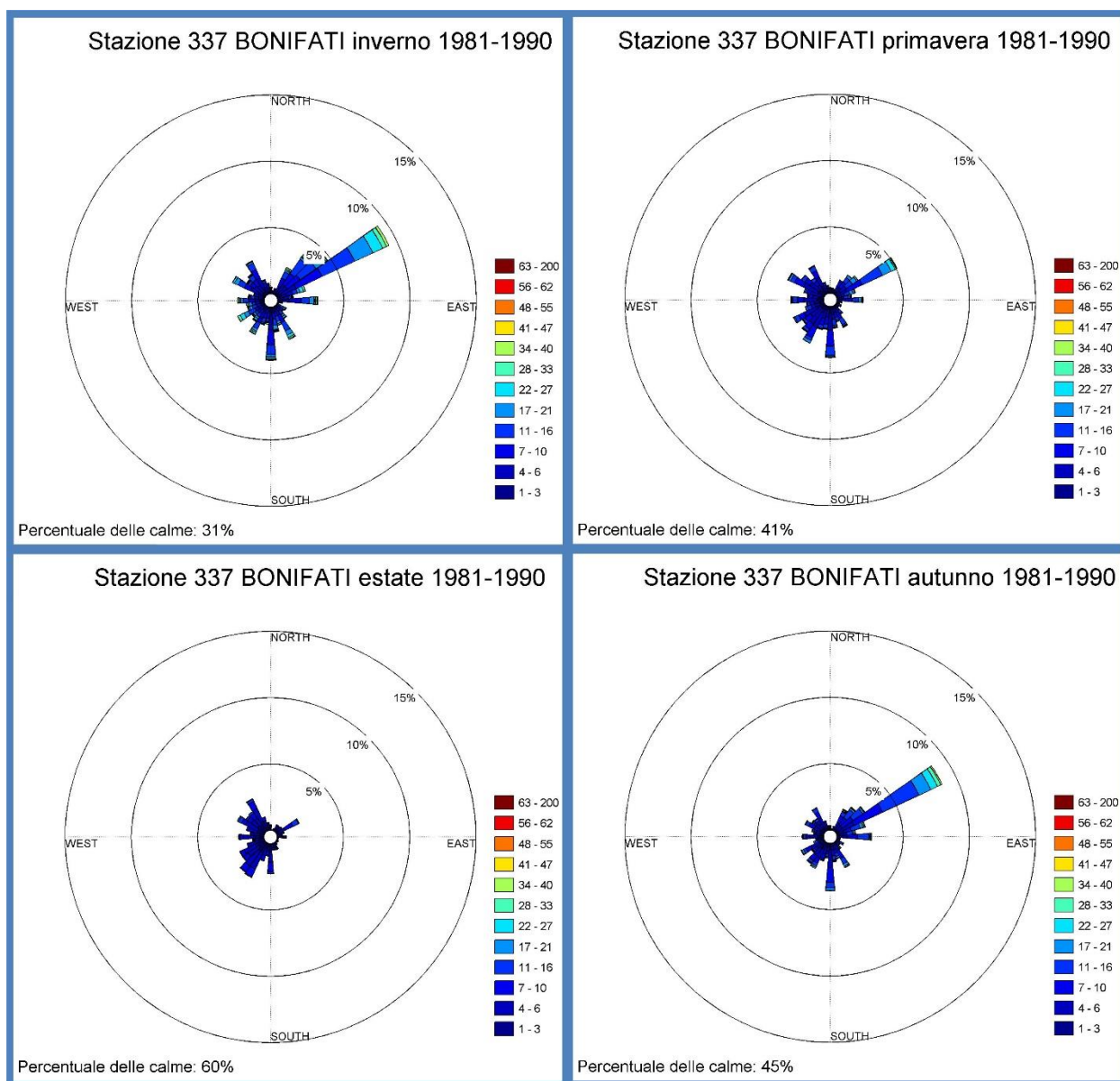


Fig. 4-11 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Bonifati, decennio 1981-1990. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

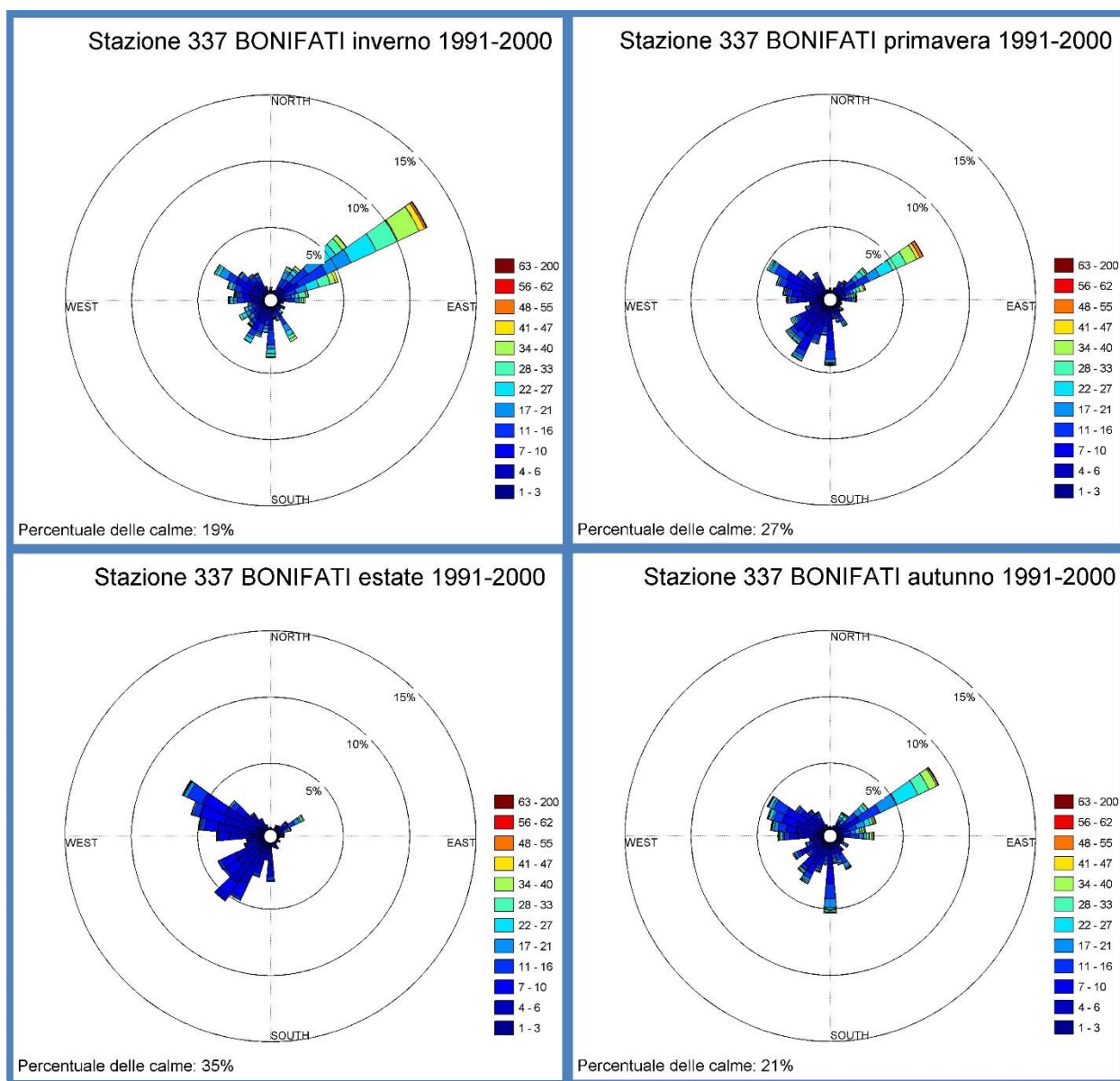


Fig. 4-12 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Bonifati, decennio 1991-2000. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

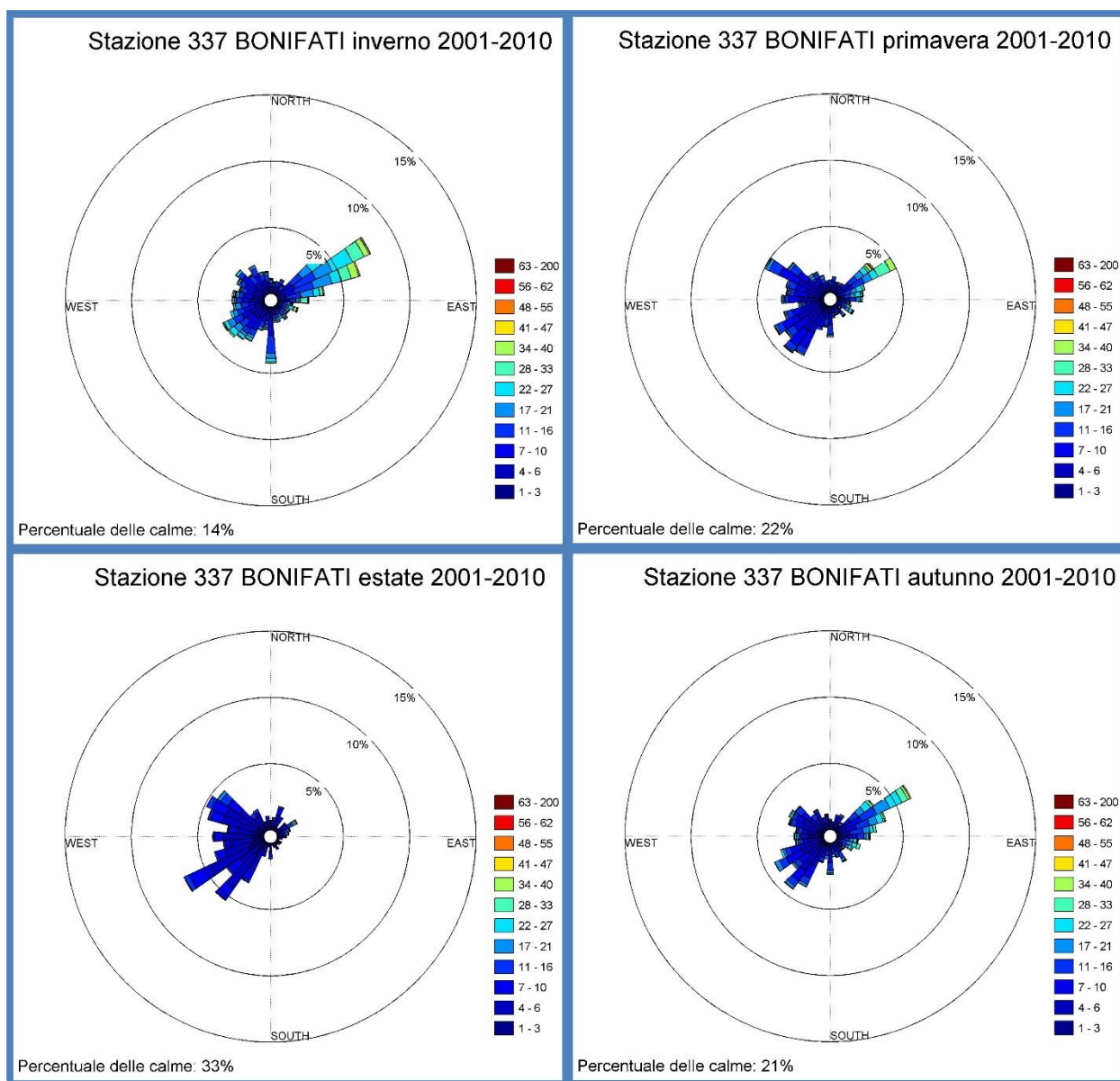


Fig. 4-13 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Bonifati, decennio 2001-2010. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

4.1.3 Stazione di Lamezia Terme

La stazione di Lamezia Terme è quella che ha funzionato per il minor tempo, con un periodo che va dal 1981 al 2010. Il grafico polare mette in evidenza la fortissima correlazione fra direzione dei venti e orografia: i venti sono prevalentemente in direzione Est-Ovest, con velocità massime (che abbiano almeno una percentuale apprezzabile dal grafico) vicine alla VI classe Beaufort ed una percentuale di calme pari al 18%. Questa distribuzione, molto diversa rispetto le altre stazioni, è dovuta all'assetto orografico a sua volta funzione della struttura geologica, in quanto la zona è un graben che si estende secondo la medesima direzione. I grafici decennali (**Fig. 4-14**) non mostrano sostanziali differenze tra loro nelle direzioni di provenienza, se non nella frequenza. Il decennio 1981-1990, infatti, mostra un vento di Ponente più frequente ed una percentuale di calme molto più elevata (36%) rispetto ai due decenni seguenti (6% e 2%). È possibile comunque notare un aumento progressivo di frequenza dei venti provenienti da ENE e OSO, dal primo al terzo decennio.

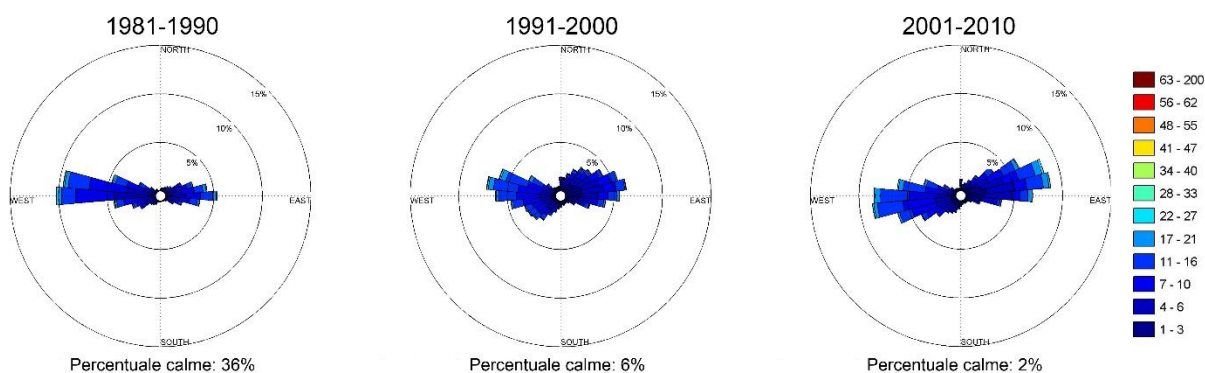


Fig. 4-14 – Grafici decennali relativi ai dati di vento registrati dalla stazione di Lamezia Terme dal 1981 al 2010. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

Osservando i grafici stagionali (**Fig. 4-15**, **Fig. 4-16** e **Fig. 4-17**), durante l'estate si hanno le intensità minori e la percentuale di calme maggiori (anche se non di molto rispetto le altre stagioni). Il vento regnante in questa stagione è quello da Ovest. Nei mesi invernali i venti foranei sono meno frequenti, sebbene le intensità siano maggiori.

Dai grafici annuali è stato riscontrato un caso particolare nell'anno 1991, che presenta un vento prevalente secondo la direzione NE-SO, con una rotazione di circa 45° in senso antiorario rispetto al trend generale con direzione Est-Ovest.

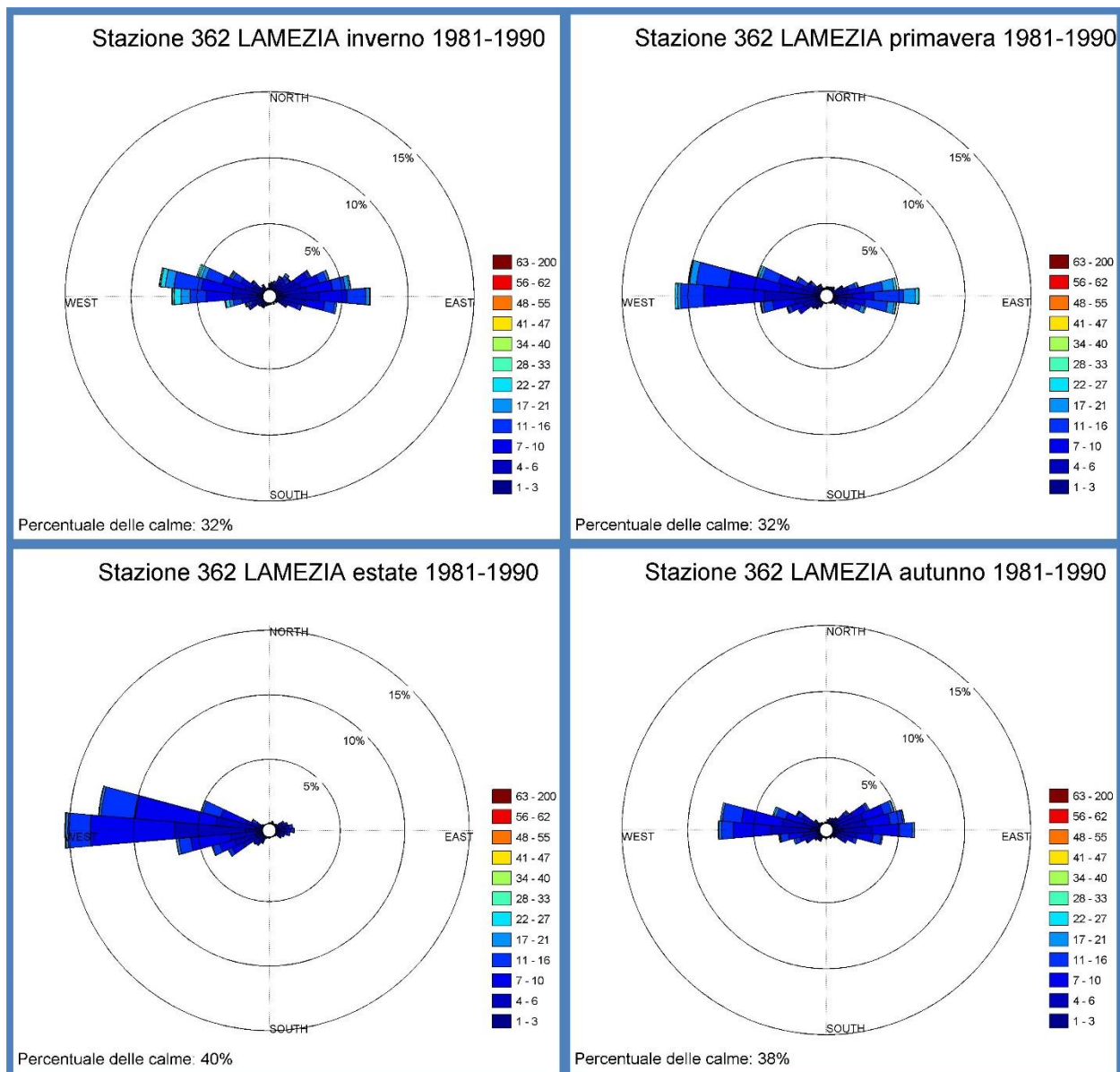


Fig. 4-15 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Lamezia Terme, decennio 1981-1990. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

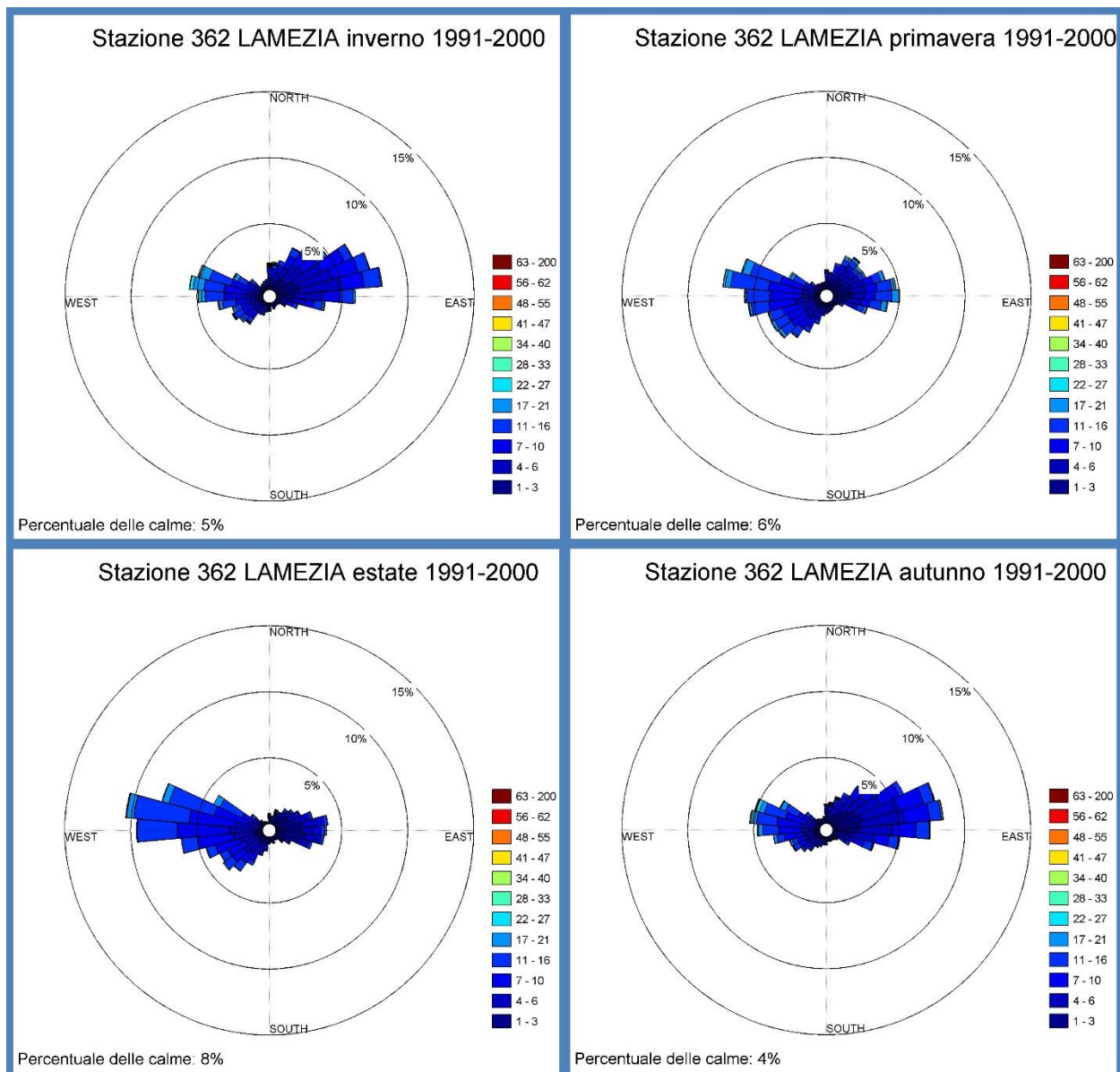


Fig. 4-16 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Lamezia Terme, decennio 1991-2000. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

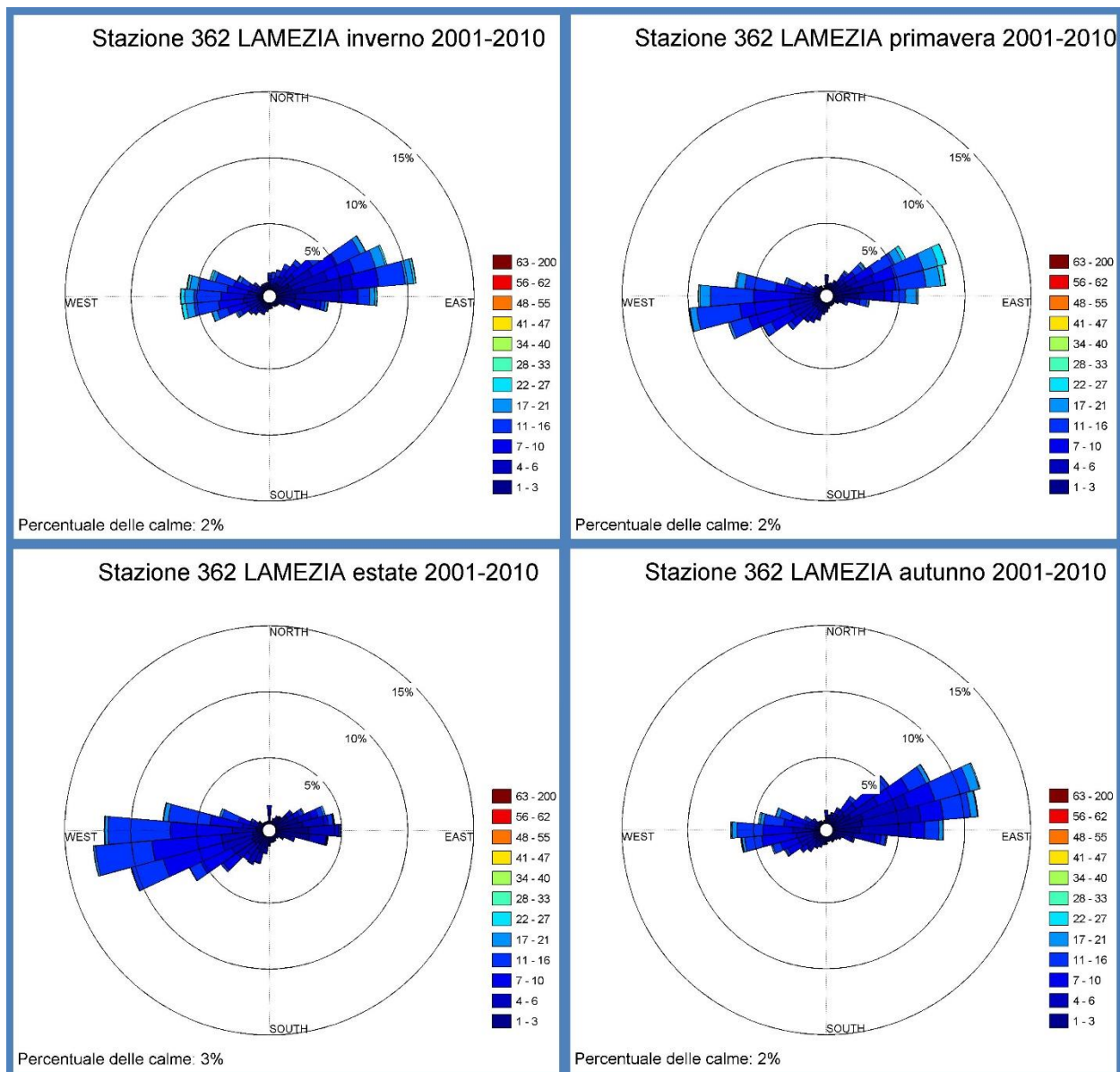


Fig. 4-17 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Lamezia Terme, decennio 2001-2010. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

4.1.4 Stazione di Crotone

Come la stazione di Palinuro, anche la stazione di Crotone copre l'intero periodo di studio che va dal 1951 al 2010. In questa stazione il vento regnante risulta essere quello da Nord, ma con frequenza di poco superiore a quelle di NNE, Sud e SSO, che presentano intensità molto simili (attorno alla VI classe). La percentuale di calme è pari al 22%. Se si studiano i dati divisi nei diversi decenni (**Fig. 4-18**), il primo (1951-1960) presenta una prevalenza dei venti da Nord e da Sud piuttosto netta. Nel decennio 1971-1980 si ha un incremento nella frequenza del vento da NNE rispetto a quello da Nord, sebbene il vento da Nord sia nuovamente presente successivamente (soprattutto nel 2001-2010, dove presenta una frequenza ben maggiore rispetto le altre direzioni). Il vento da Sud, dal 1991 in poi, diminuisce molto di frequenza. Risulta evidente il repentino calo della frequenza di calme nel 2001-2010, che da valori che oscillano tra il 21% ed il 33%, si registra in questo decennio una percentuale di appena il 3%.

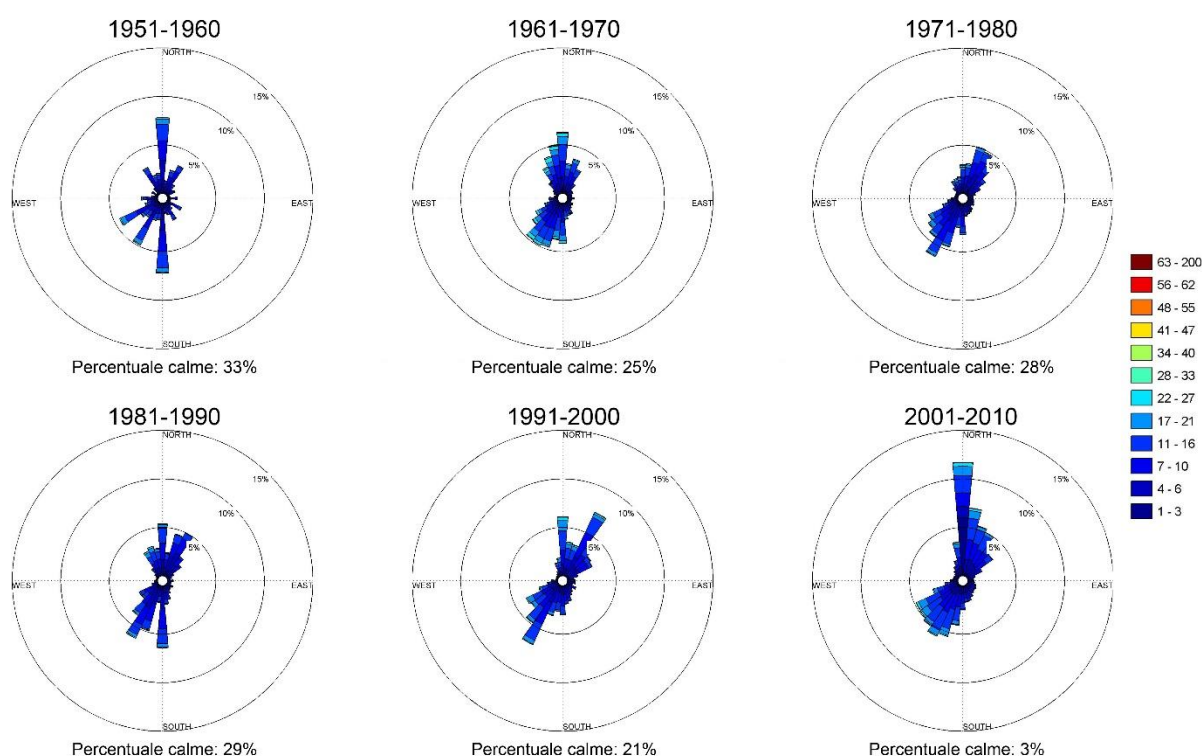


Fig. 4-18 – Grafici decennali relativi ai dati di vento registrati dalla stazione di Crotone dal 1951 al 2010. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

Durante tutte le stagioni (**Fig. 4-19**, **Fig. 4-20**, **Fig. 4-21**, **Fig. 4-22**, **Fig. 4-23** e **Fig. 4-24**) nei primi due decenni (dal 1951 al 1970) i venti più frequenti sono quelli da Nord e da SSO, con i venti settentrionali più frequenti nei mesi invernali e autunnali e i venti meridionali più frequenti nei mesi primaverili ed estivi. L'estate è la stagione con i venti meno intensi e le percentuali di calme più elevate. Dal 1991 in poi, inoltre, il vento da Nord aumenta di molto la frequenza (soprattutto dopo il 2001), mantenendo una velocità che raggiunge l'VIII classe Beaufort.

Nei grafici annuali, il 1975 ed il 1982 fanno registrare un vento proveniente da NNO e la quasi totale sparizione del vento da Nord. Al contrario, il 1997 e il 2008 risultano particolari per l'elevata frequenza del vento da Nord, che raggiunge rispettivamente il 15% e il 20% di frequenza.

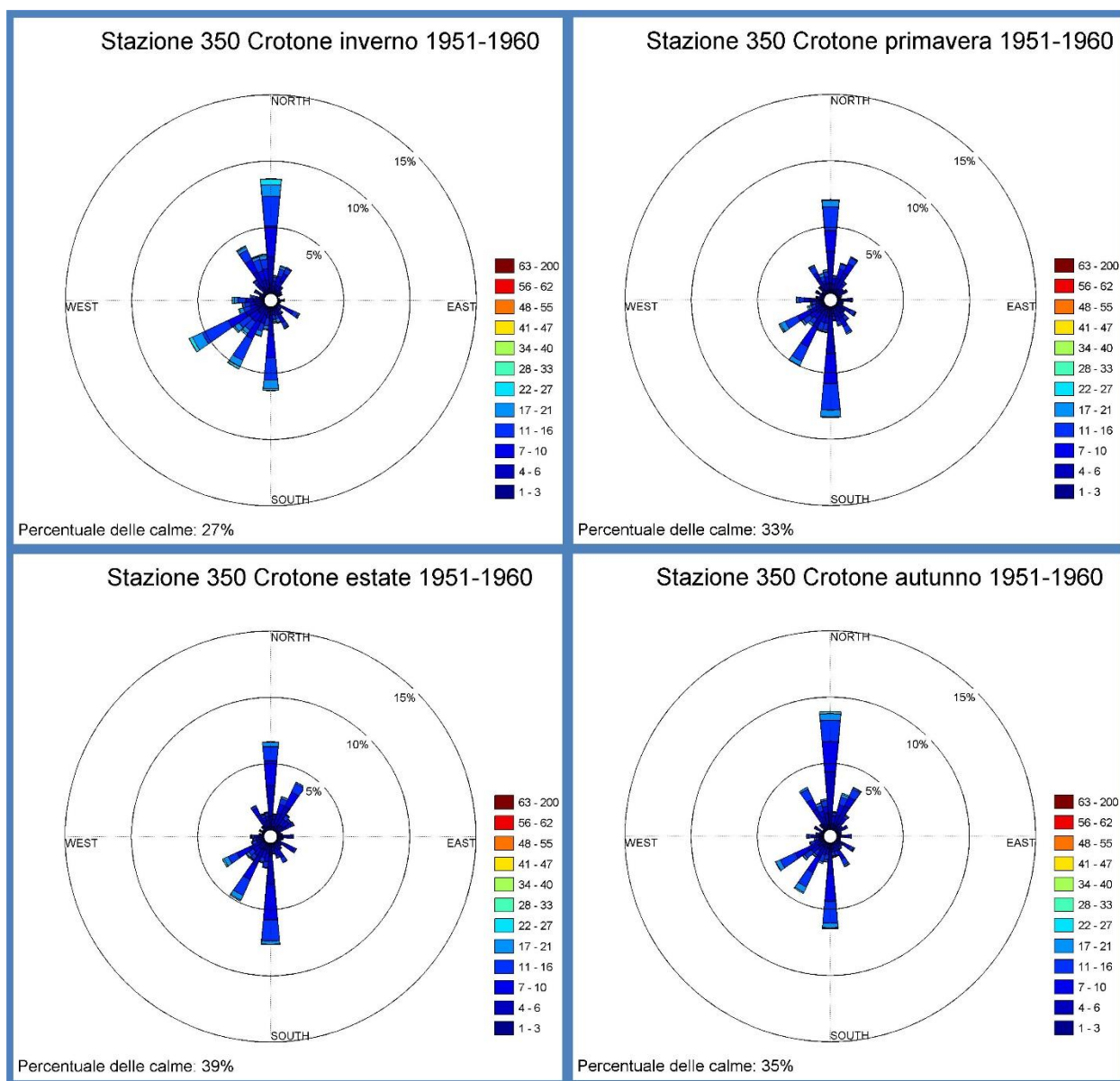


Fig. 4-19 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Crotona, decennio 1951-1960. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

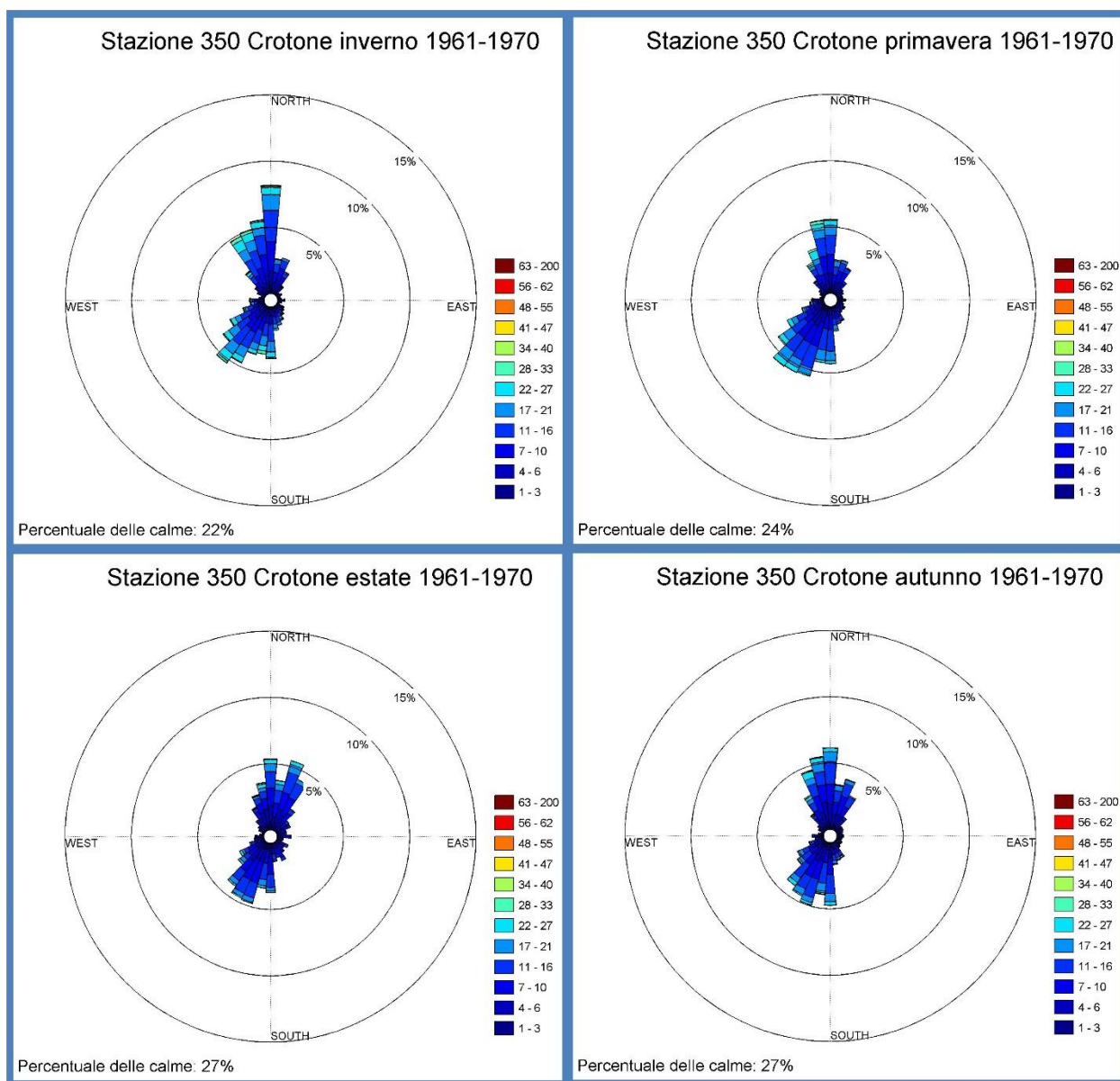


Fig. 4-20 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Crotona, decennio 1961-1970. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

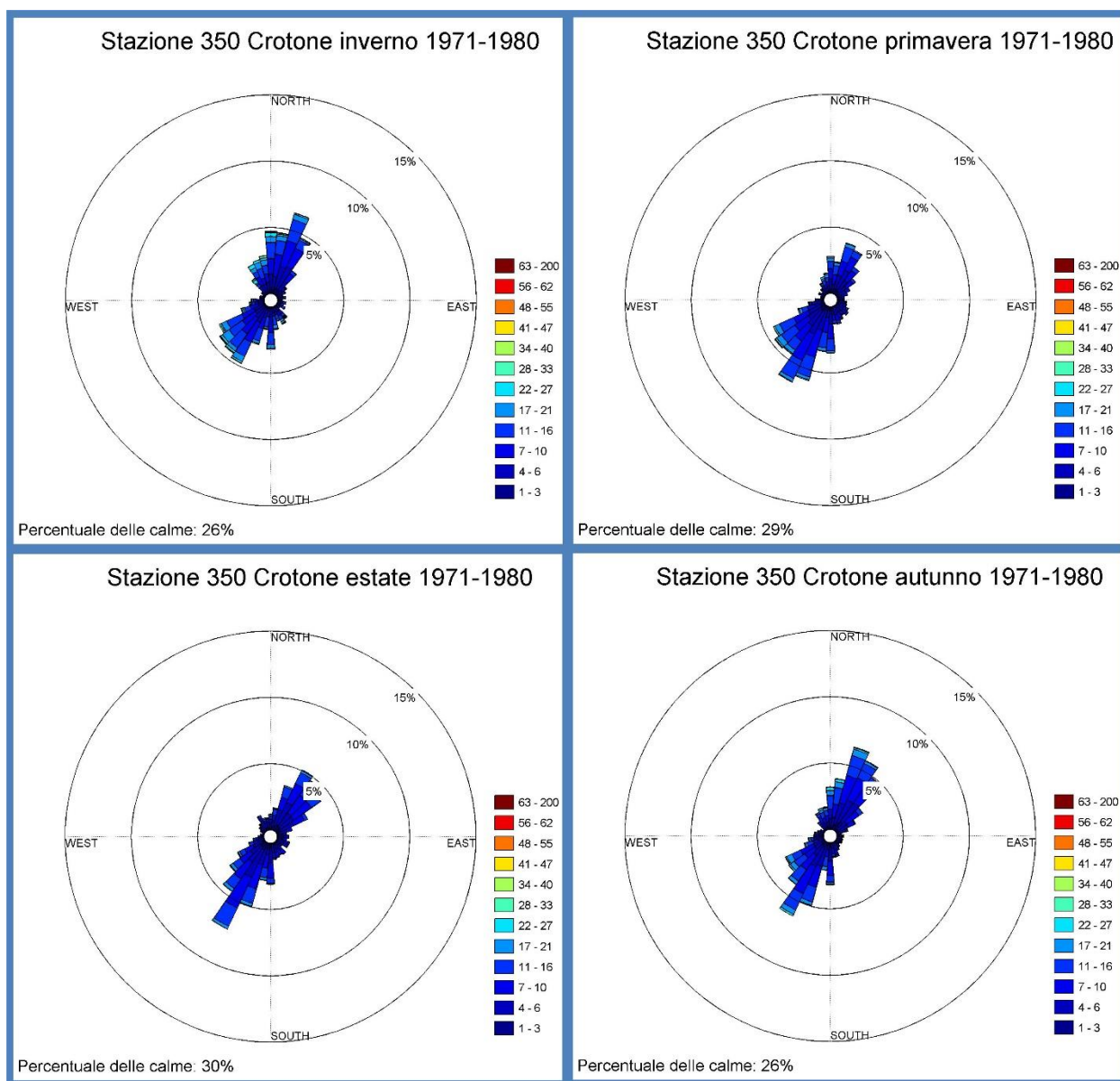


Fig. 4-21 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Crotona, decennio 1971-1980. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

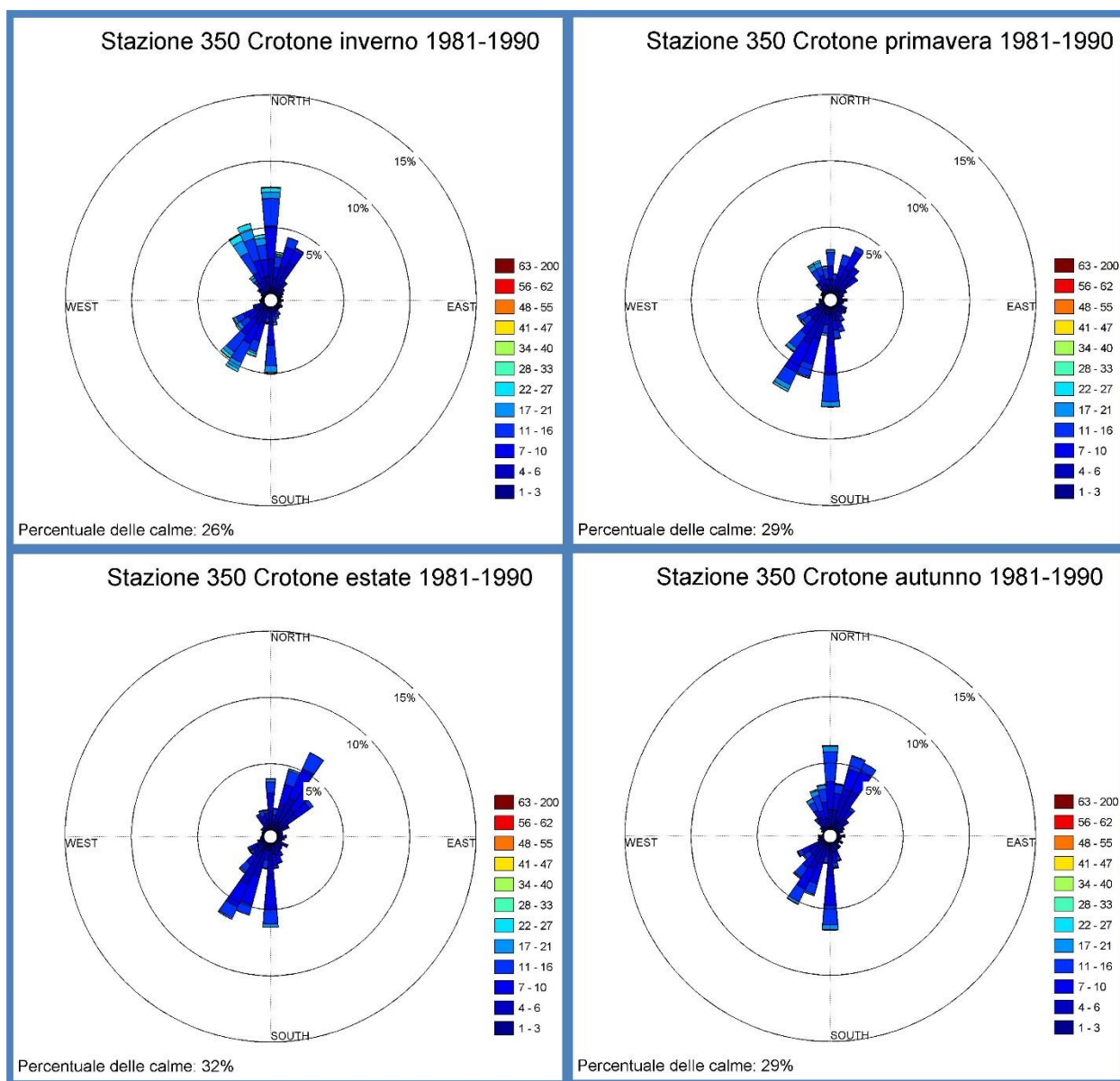


Fig. 4-22 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Crotone, decennio 1981-1990. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

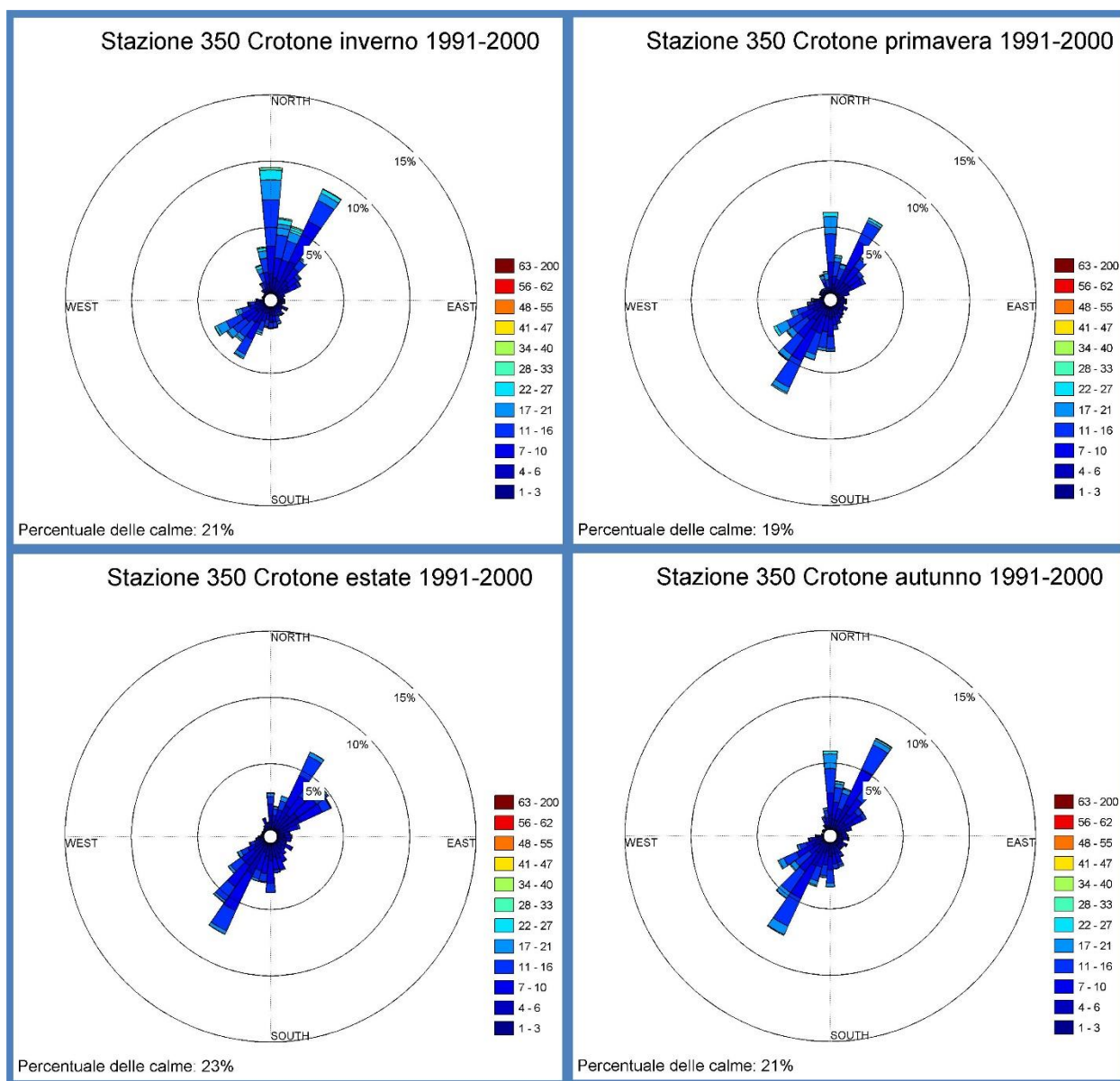


Fig. 4-23 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Crotona, decennio 1991-2000. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

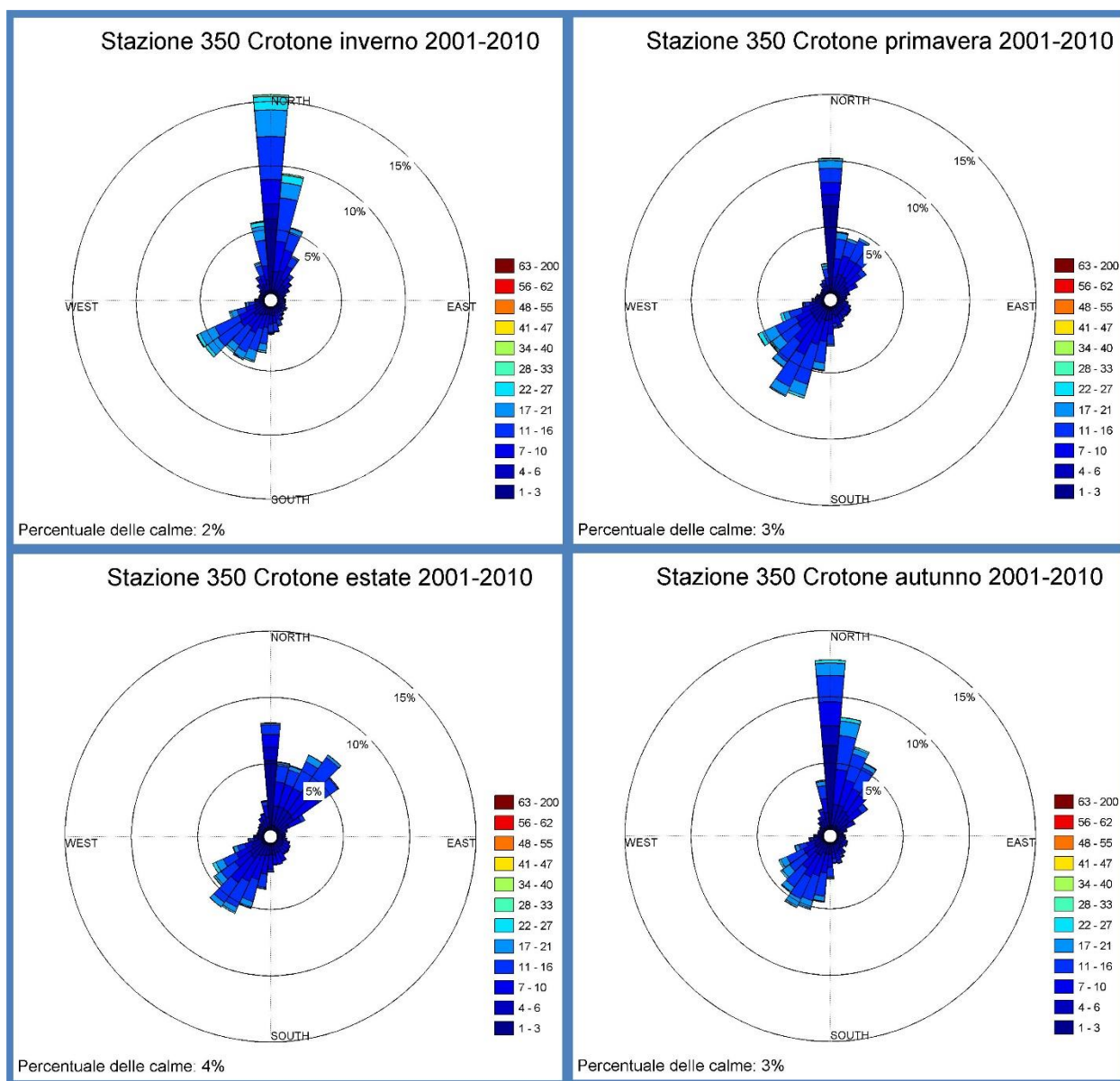


Fig. 4-24 – Grafici stagionali relativi alla stazione di Crotone, decennio 2001-2010. La scala in gradiente di colori indica la velocità in nodi. Le percentuali delle calme sono incluse nella percentuale totale.

4.2 Risultati dell'analisi statistica preliminare

Una volta analizzato l'andamento del vento nella Calabria centro-settentrionale, si è proceduto ai primi test statistici applicati ai casi di vento registrati alle sole stazioni meteorologiche più prossime all'area di studio, cioè Capo Palinuro e Bonifati, escludendo la stazione di Lamezia Terme che presenta una serie storica non sufficientemente lunghe per poter effettuare i test.

Innanzitutto, dal test per la correlazione di Pearson, per evidenziare la correlazione lineare tra le velocità dei venti delle stazioni di Capo Palinuro e Bonifati, è risultato un coefficiente pari a -0.003985476 , denotando una forte mancanza di correlazione tra le due variabili.

Realizzando lo scatter plot (**Fig. 4-25**) delle velocità in nodi (in scala logaritmica) e tracciando la bisettrice si può lo stesso apprezzare una distribuzione di tipo simmetrico, sottolineando la presenza di una qualche relazione tra le due variabili, sebbene questa risulti molto confusa per i valori più alti di velocità per la presenza di molto rumore tra i dati.

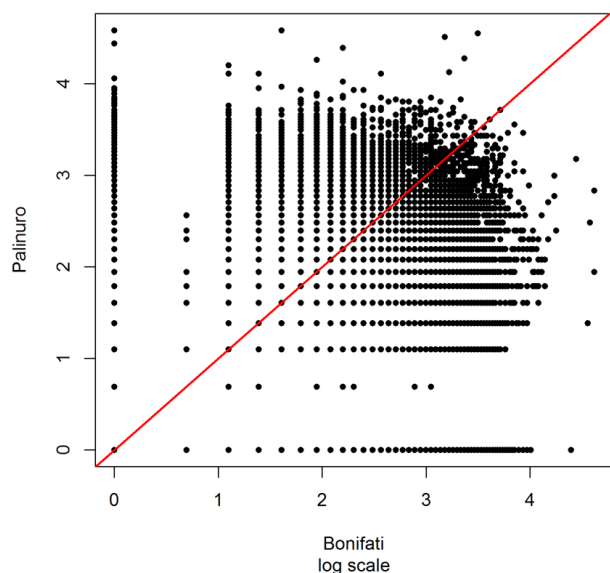


Fig. 4-25 – Scatter plot delle velocità in nodi di Capo Palinuro e Bonifati in scala logaritmica. La linea rossa indica la bisettrice.

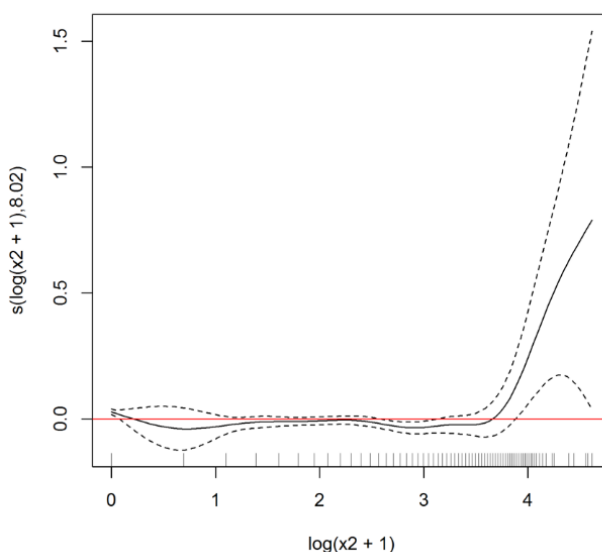


Fig. 4-26 – Modello generalizzato additivo (GAM) delle velocità in nodi registrate nelle stazioni di Capo Palinuro e Bonifati in scala logaritmica. La linea rossa indica lo zero, le linee tratteggiate la banda di confidenza.

Il grafico GAM (**Fig. 4-26**) eseguito per le velocità in nodi (in scala logaritmica) presenta una banda di confidenza (le linee tratteggiate) ed una linea rossa orizzontale ad indicare lo zero. Tutta la zona al di sopra della linea rossa e all'interno della banda mostra i valori di velocità per cui si ha una relazione significativa tra le due variabili. Dal grafico si può apprezzare una relazione significativa per le velocità più elevate (da un valore di circa 3.7 in poi, equivalente ad una velocità di circa 40 nodi).

La **Tab. 4-1** mostra i risultati del test di proporzionalità. Ogni soglia (*threshold*) coincide con il valore massimo delle classi Beaufort, così da paragonare la proporzionalità di ognuna di esse prima e dopo il 1975, per entrambe le stazioni. Con un $p - value < 0.05$, il test eseguito su

Bonifati rende evidente un aumento di frequenza, dopo il 1975, per tutte le classi Beaufort, anche se possono essere definiti credibili soltanto i risultati fino ad un *threshold* ≥ 47 *nodi*, dato che le due classi successive presentano un solo dato registrato nel primo periodo e l'approssimazione del Chi-quadro potrebbe risultare non corretta. Per la stazione di Capo Palinuro, invece, abbiamo un aumento di frequenza dopo il 1975 soltanto per le velocità < 16 *nodi* e quelle comprese tra 34 e 47 *nodi*. Tutte le altre classi presentano quindi proporzionalmente lo stesso numero di casi tra il prima e il dopo 1975 (o un numero maggiore di casi nel pre-1975).

BONIFATI				PALINURO			
H1:less cases in the first period				H1:less cases in the first period			
Period	Threshold >3 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >3 knots	Total cases	p-value
1961-1975		25304	44743 6.598e-15	1951-1975		45481	72735 < 2.2e-16
1975-2010		38409	65221	1975-2010		64075	89244
Period	Threshold >6 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >6 knots	Total cases	p-value
1961-1975		16885	44743 2.603e-06	1951-1975		27546	72735 < 2.2e-16
1975-2010		25502	65221	1975-2010		38645	89244
Period	Threshold >10 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >10 knots	Total cases	p-value
1961-1975		10106	44743 0.001441	1951-1975		13501	72735 < 2.2e-16
1975-2010		15235	65221	1975-2010		18181	89244
Period	Threshold >16 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >16 knots	Total cases	p-value
1961-1975		4672	44743 1.036e-11	1951-1975		5094	72735 0.1867
1975-2010		7658	65221	1975-2010		6353	89244
Period	Threshold >21 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >21 knots	Total cases	p-value
1961-1975		2125	44743 < 2.2e-16	1951-1975		2271	72735 0.3573
1975-2010		4189	65221	1975-2010		2816	89244
Period	Threshold >27 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >27 knots	Total cases	p-value
1961-1975		749	44743 < 2.2e-16	1951-1975		746	72735 0.2232
1975-2010		2000	65221	1975-2010		951	89244
Period	Threshold >33 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >33 knots	Total cases	p-value
1961-1975		228	44743 < 2.2e-16	1951-1975		225	72735 0.02131
1975-2010		809	65221	1975-2010		330	89244
Period	Threshold >40 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >40 knots	Total cases	p-value
1961-1975		54	44743 9.534e-10	1951-1975		51	72735 0.02268
1975-2010		194	65221	1975-2010		90	89244
Period	Threshold >47 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >47 knots	Total cases	p-value
1961-1975		15	44743 1.661e-05	1951-1975		23	72735 0.1338
1975-2010		69	65221	1975-2010		39	89244
Period	Threshold >55 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >55 knots	Total cases	p-value
1961-1975		1	44743 7.056e-05	1951-1975		13	72735 0.1225
1975-2010		27	65221	1975-2010		25	89244
Period	Threshold >63 knots	Total cases	p-value	Period	Threshold >63 knots	Total cases	p-value
1961-1975		1	44743 0.02341	1951-1975		9	72735 0.07245
1975-2010		11	65221	1975-2010		21	89244

Tab. 4-3 – Risultati del test di proporzionalità per le velocità in nodi di Bonifati e Capo Palinuro. Ogni cella presenta il numero di casi registrati per ogni classe di velocità in proporzione al totale del numero di dati registrati prima e dopo il 1975.

Applicando la GEV ai massimi mensili di entrambe le stazioni di Capo Palinuro e Bonifati, sono stati calcolati i parametri dei modelli risultanti. Anche in questo caso le serie temporali (*time series*) di entrambe le stazioni sono state divise in due sezioni, una per i dati pre-1975 ed una per quelli post-1975, per poter così confrontare i due modelli per ogni stazione. Sono stati quindi comparati i parametri *location*, *scale* e *shape* dei due modelli ricavati per ogni stazione (pre e post 1975). Dapprima sono state tenute in considerazione tutte le direzioni di provenienza del vento. Nonostante delle stime puntuali diverse (Tab. 4-2 e Tab. 4-3), i modelli non hanno presentato differenze significative, in quanto gli intervalli di credibilità (CI al 95%) sono risultati sovrapposti. Non sono state rilevate quindi apprezzabili differenze nei trend generali del vento ne' nei livelli di ritorno. Considerando però soltanto i venti foranei (Tab. 4-4 e Tab. 4-5), provenienti dai quadranti occidentali (ovvero da 180° a 0° in senso orario), si è notato che gli *shape parameters* delle 2

distribuzioni dei due periodi di Bonifati hanno differenze statistiche significative, con CI non sovrapposti. Questo implica che i due modelli della stazione di Bonifati (pre e post 1975) possiedono una forma differente, e quindi un comportamento del vento diverso. Stessa differenza è stata riscontrata anche per i livelli di ritorno ricavati dalla GEV di Bonifati, come visibile in **Fig. 4-27** per tutte le direzioni di provenienza del vento e in **Fig. 4-28** per i venti provenienti da mare. Quest'ultima mostra dei livelli di ritorno ben più alti nel periodo che va dal 1976 al 2010 (già più di 10 nodi solo per il tempo di ritorno di 5 anni), con una differenza statistica significativa. Tale diversità nei periodi prima e dopo il 1975, sia nei modelli GEV che nei livelli di ritorno, non è stata invece riscontrata alla stazione di Capo Palinuro (**Fig. 4-29** e **Fig. 4-30**).

BONIFATI - GEV DISTRIBUTION OF WIND SPEED MONTHLY MAX IN KNOTS (LOGARITHMIC TRANSFORMATION) (CI 95%)						
PERIOD	μ (μ)	σ (σ)	ξ (ξ)	se μ	se σ	se ξ
1961-1975	3.255 (3.207 3.304)	0.309 (0.276 0.342)	-0.188 (-0.240 -0.135)	0.025	0.017	0.027
1976-2010	3.286 (3.246 3.327)	0.398 (0.371 0.425)	-0.271 (-0.306 -0.235)	0.021	0.014	0.018

Tab. 4-4 – Risultati della GEV per la stazione di Bonifati, per i periodi 1961-1975 e 1976-2010. Sono state utilizzate tutte le direzioni di provenienza del vento.

CAPO PALINURO - GEV DISTRIBUTION OF WIND SPEED MONTHLY MAX IN KNOTS (LOGARITHMIC TRANSFORMATION) (CI 95%)						
PERIOD	μ (μ)	σ (σ)	ξ (ξ)	se μ	se σ	se ξ
1951-1975	3.301 (3.264 3.337)	0.300 (0.275 0.324)	-0.164 (-0.217 -0.112)	0.019	0.013	0.027
1976-2010	3.293 (3.262 3.323)	0.293 (0.272 0.314)	-0.095 (-0.147 -0.044)	0.016	0.011	0.026

Tab. 4-5 – Risultati della GEV per la stazione di Capo Palinuro, per i periodi 1951-1975 e 1976-2010. Sono state utilizzate tutte le direzioni di provenienza del vento.

BONIFATI - GEV DISTRIBUTION OF WIND SPEED MONTHLY MAX IN KNOTS (LOGARITHMIC TRANSFORMATION) - ONSHORE WINDS (CI 95%)						
PERIOD	μ (μ)	σ (σ)	ξ (ξ)	se μ	se σ	se ξ
1961-1975	3.008 (2.948 3.067)	0.374 (0.330 0.418)	-0.451 (-0.539 -0.363)	0.031	0.022	0.045
1976-2010	2.998 (2.956 3.039)	0.402 (0.374 0.431)	-0.299 (-0.339 -0.258)	0.021	0.015	0.021

Tab. 4-6 – Risultati della GEV per la stazione di Bonifati, per i periodi 1961-1975 e 1976-2010. In questo modello sono stati considerati soltanto i venti foranei, da N 180° a N3 60°.

CAPO PALINURO - GEV DISTRIBUTION OF WIND SPEED MONTHLY MAX IN KNOTS (LOGARITHMIC TRANSFORMATION) - ONSHORE WINDS (CI 95%)						
PERIOD	μ (μ)	σ (σ)	ξ (ξ)	se μ	se σ	se ξ
1951-1975	3.164 (3.122 3.206)	0.346 (0.319 0.373)	-0.199 (-0.239 -0.160)	0.021	0.014	0.020
1976-2010	3.205 (3.173 3.237)	0.311 (0.290 0.333)	-0.155 (-0.196 -0.115)	0.016	0.011	0.021

Tab. 4-7 – Risultati della GEV per la stazione di Capo Palinuro, per i periodi 1951-1975 e 1976-2010. In questo modello sono stati considerati soltanto i venti foranei, da N 180° a N3 60°.

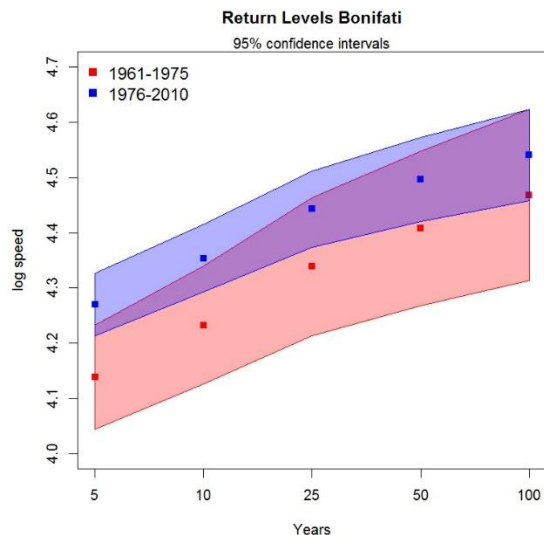


Fig. 4-27 – Livelli di ritorno della velocità in scala logaritmica per la stazione di Bonifati, in rosso i dati per il periodo 1961-1975, in blu i dati per il periodo 1976-2010. Le aree colorate indicano gli intervalli di credibilità (95%). Sono state inserite nel modello tutte le direzioni di provenienza del vento.

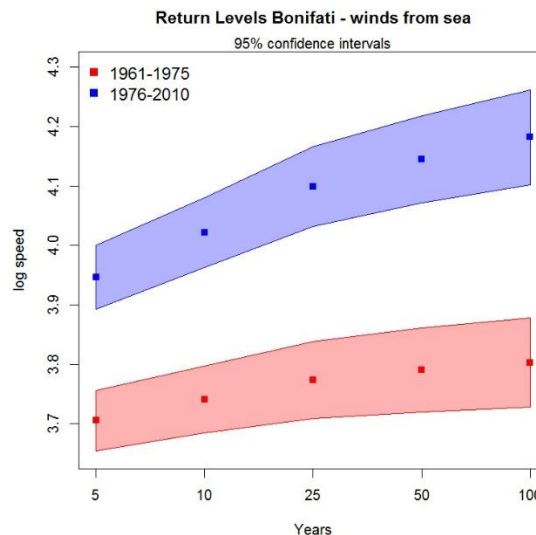


Fig. 4-28 – Livelli di ritorno della velocità in scala logaritmica per la stazione di Bonifati, in rosso i dati per il periodo 1961-1975, in blu i dati per il periodo 1976-2010. Le aree colorate indicano gli intervalli di credibilità (95%). Soltanto le direzioni di provenienza del vento comprese tra N 180° e N 360° sono state inserite nel modello.

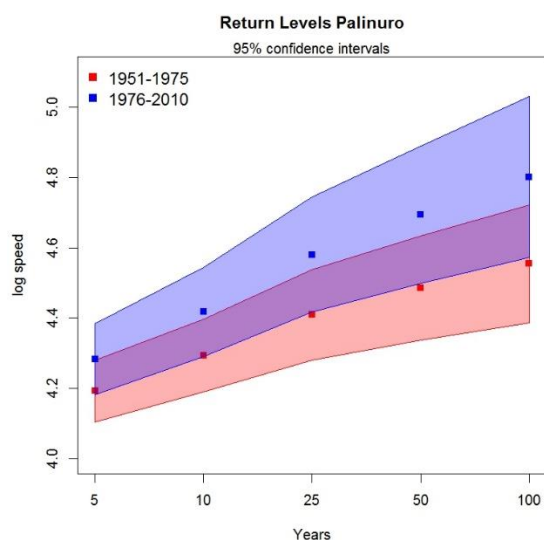


Fig. 4-29 – Livelli di ritorno della velocità in scala logaritmica per la stazione di Capo Palinuro, in rosso i dati per il periodo 1951-1975, in blu i dati per il periodo 1976-2010. Le aree colorate indicano gli intervalli di credibilità (95%). Sono state inserite nel modello tutte le direzioni di provenienza del vento.

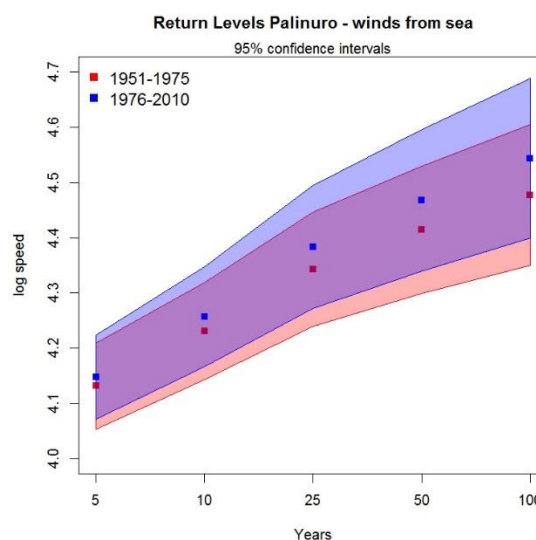


Fig. 4-30 – Livelli di ritorno della velocità in scala logaritmica per la stazione di Capo Palinuro, in rosso i dati per il periodo 1951-1975, in blu i dati per il periodo 1976-2010. Le aree colorate indicano gli intervalli di credibilità (95%). Soltanto le direzioni di provenienza del vento comprese tra N 180° e N 360° sono state inserite nel modello.

4.3 Hidden Markov Model (HMM)

Il modello HMM ha individuato 3 stati *nascosti* del vento per entrambe le stazioni, che per comodità possiamo quindi definire come venti deboli (stato 1), medi (stato 2) e forti (stato3), che sono stati monitorati nei tre periodi T1 (01/01/1960 - 31/12/1969), T2 (01/01/1979 - 31/12/1988) e T3 (01/01/2001 - 31/12/2010). I 10 anni di intervallo tra un T e l'altro sono serviti a garantire l'indipendenza tra le serie. I risultati del modello sono basati sui massimi giornalieri.

In **Fig. 4-31** e **Fig. 4-32** sono rappresentati rispettivamente i grafici degli stati della stazione di Capo Palinuro per la velocità media e per la direzione media, dove ogni riga rappresenta un periodo T e ogni colonna rappresenta uno stato/regime.

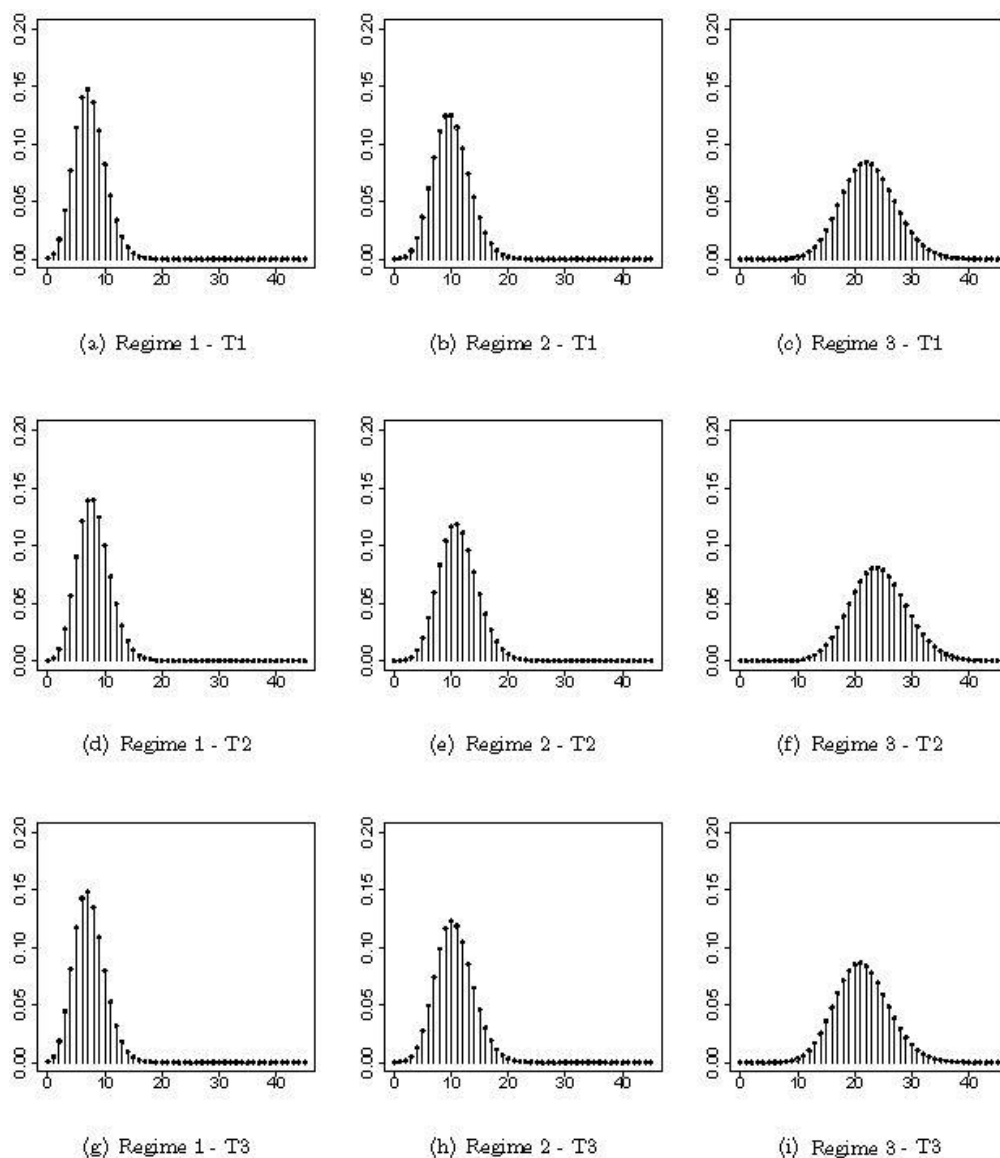


Fig. 4-31 – Capo Palinuro: densità marginale della velocità media del vento nei 3 periodi T (righe) e nei 3 stati/regimi (colonne).

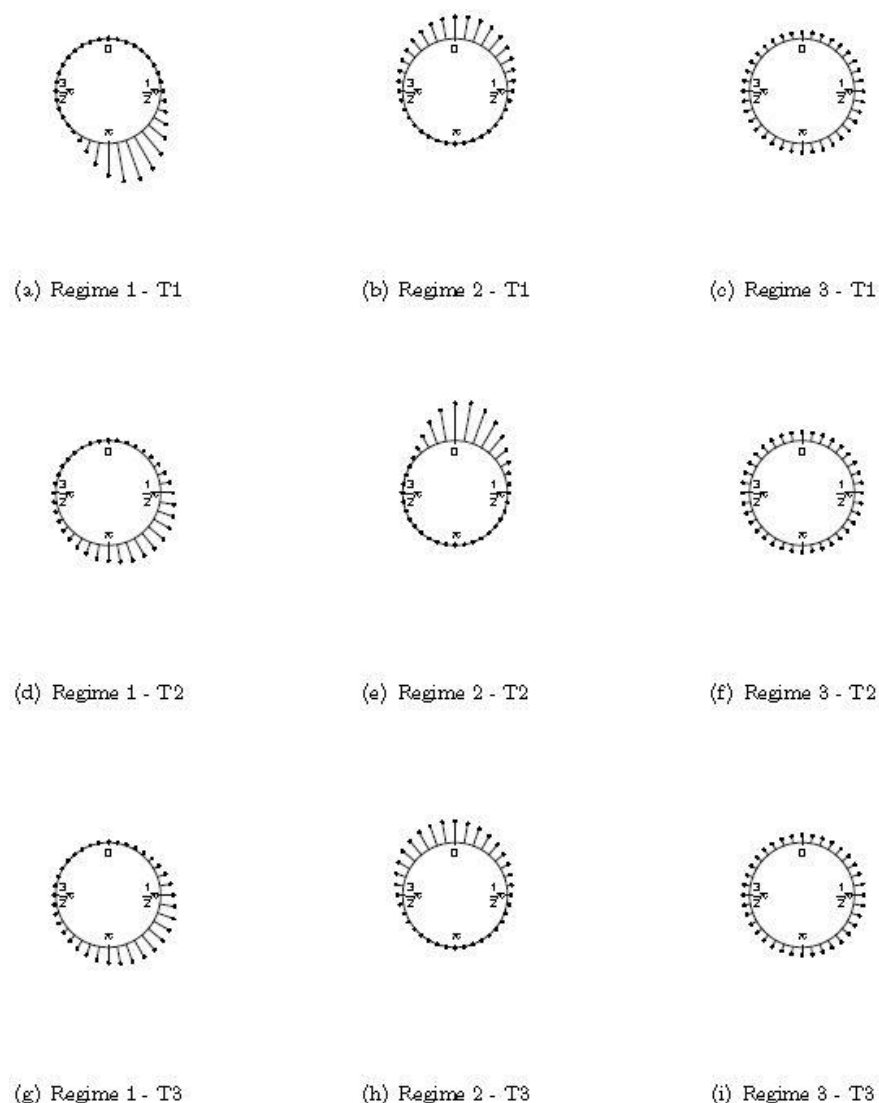


Fig. 4-32 – Capo Palinuro: densità marginale della direzione media del vento nei 3 periodi T (righe) e nei 3 stati/regimi (colonne).

Dalle figure è difficile distinguere delle differenze per le velocità, se non per il fatto che nel T3 si ha una diminuzione lieve della velocità del terzo stato, ovvero quello dei venti più forti, mentre nelle direzioni si può apprezzare una differenza sia per lo stato 1, dove dal T1 al T2 si può notare una minor concentrazione nella direzione di provenienza, sebbene la direzione prevalente venga mantenuta (quadrante di SE), sia nello stato 2, dove la direzione prevalente sembra cambiare leggermente da NNE a NNO. Anche in questo caso si nota una minor concentrazione secondo un'unica direzione.

In aiuto all'interpretazione dei risultati, grazie alla lettura dei parametri, si possono quindi consultare la **Tab. 4-6**, relativa alla media della stima della variabile lineare λ (ovvero la velocità), la **Tab. 4-7**, relativa alla media della stima della direzione media espressa in radianti μ , e la **Tab. 4-8**, relativa alla concentrazione circolare c (o precisione, dove più è alta la precisione più la distribuzione è concentrata, il massimo è 1). Tutte queste tabelle mostrano anche l'intervallo di

credibilità al 95%. Tramite gli intervalli di credibilità è possibile distinguere delle differenze statisticamente significative tra gli stati e i periodi.

	T1	T2	T3
$\hat{\lambda}_{y,1}$	1.998	2.084	1.985
CI	(1.967 2.027)	(2.056 2.111)	(1.945 2.023)
$\hat{\lambda}_{y,2}$	2.310	2.418	2.361
CI	(2.282 2.336)	(2.385 2.453)	(2.335 2.384)
$\hat{\lambda}_{y,3}$	3.112	3.188	3.059
CI	(3.090 3.136)	(3.166 3.211)	(3.033 3.087)

Tab. 4-8 – Capo Palinuro: stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% della variabile lineare nei 3 periodi e 3 stati.

	T1	T2	T3
$\hat{\mu}_{\theta,1}$	2.748	2.540	2.506
CI	(2.689 2.809)	(2.408 2.676)	(2.299 2.737)
$\hat{\mu}_{\theta,2}$	0.107	0.210	6.160
CI	(0.026 0.193)	(0.154 0.265)	(6.017 0.023)
$\hat{\mu}_{\theta,3}$	0.212	0.218	1.765
CI	(1.686 3.444)	(5.128 1.337)	(0.731 3.278)

Tab. 4-9 – Capo Palinuro: stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% della direzione media nei 3 periodi e 3 stati.
Il valore è espresso in radianti.

	T1	T2	T3
$\hat{c}_{\theta,1}$	0.896	0.637	0.629
CI	(0.878 0.912)	(0.629 0.644)	(0.616 0.641)
$\hat{c}_{\theta,2}$	0.699	0.886	0.680
CI	(0.686 0.704)	(0.867 0.903)	(0.671 0.688)
$\hat{c}_{\theta,3}$	0.137	0.090	0.082
CI	(0.042 0.243)	(0.014 0.162)	(0.014 0.144)

Tab. 4-10 – Capo Palinuro: stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% della concentrazione circolare nei 3 periodi e 3 stati.

Le medie delle velocità della stazione di Capo Palinuro mostrano nel T2 un aumento di velocità, che torna alle condizioni iniziali nel T3, per tutti e 3 gli stati. Le direzioni medie di provenienza mostrano variazioni nello stato 1 tra il T1 ed il T2, con una direzione prevalente che da N 157° muta a N 145°, rimanendo poi invariato nel T3. Nello stato 2 la direzione cambia da circa N 6-12° (nel T1 e T2) a N 352° (nel T3). Per lo stato 3, i venti più estremi, si registra un vento da N 12° nel T1 e T2 che cambia quadrante di provenienza nel T3, con un valore di 101°N. Osservando la concentrazione delle direzioni, lo stato 1 nei periodi T2 e T3 risulta più turbolento. Lo stato 2 è invece più concentrato nel T2 e più turbolento nel T1 e T3. Lo stato 3 si mostra molto turbolento in tutti e tre i T. In aggiunta alle tabelle per la velocità, direzione e concentrazione, sono consultabili anche la **Tab. 4-9** e la **Tab. 4-10**, rispettivamente la tabella relativa alla possibilità di non osservare una circolare per vento troppo debole (parametro ν) e la tabella della matrice di transizione.

	T1	T2	T3
$\hat{v}_{\theta,1}$	0.006	0.001	0.001
CI	(0.002 0.011)	(0.000 0.003)	(0.000 0.004)
$\hat{v}_{\theta,2}$	0.007	0.001	0.001
CI	(0.004 0.012)	(0.000 0.003)	(0.000 0.005)
$\hat{v}_{\theta,3}$	0.002	0.000	0.001
CI	(0.000 0.006)	(0.000 0.002)	(0.000 0.005)

Tab. 4-11 – Capo Palinuro: stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% del parametro v nei 3 periodi e 3 stati.

T1				T2			
	1	2	3		1	2	3
1	0.639 (0.593 0.684)	0.313 (0.267 0.364)	0.047 (0.028 0.070)	1	0.579 (0.530 0.627)	0.327 (0.280 0.377)	0.094 (0.071 0.121)
2	0.209 (0.178 0.245)	0.626 (0.582 0.661)	0.166 (0.143 0.191)	2	0.333 (0.289 0.382)	0.508 (0.454 0.554)	0.159 (0.132 0.187)
3	0.062 (0.038 0.093)	0.369 (0.325 0.415)	0.568 (0.528 0.609)	3	0.096 (0.063 0.135)	0.365 (0.316 0.415)	0.538 (0.497 0.580)

T3			
	1	2	3
1	0.730 (0.679 0.775)	0.236 (0.186 0.287)	0.034 (0.011 0.062)
2	0.134 (0.104 0.167)	0.712 (0.671 0.748)	0.153 (0.131 0.177)
3	0.021 (0.004 0.046)	0.405 (0.356 0.454)	0.573 (0.527 0.619)

Tab. 4-12 – Capo Palinuro: matrici con stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% per la probabilità di transizione nei 3 periodi T.

Nella **Tab. 4-9** le probabilità risultano praticamente nulle in tutti i campi e non necessita di commenti. Nella matrice di transizione (**Tab. 4-10**) lo stato 1 ha una probabilità di autotransizione (ovvero di rimanere nel proprio stato) invariata nei tre T, come anche per la probabilità di passare dallo stato 1 allo stato 2. Al contrario la probabilità di passare da uno stato 1 ad uno stato 3 aumenta nel T2 per poi tornare ai valori iniziali nel T3. Lo stato 2 ha un valore più basso per l'autotransizione nel T2, ma aumenta nuovamente nel T3. La probabilità di scendere dallo stato 2 all'1 aumenta nel T2 e diminuisce nel T3. La probabilità di salire dallo stato 2 allo stato 3 non varia nei tre T. Per lo stato 3 le probabilità non variano nel tempo.

Stesso procedimento è stato poi utilizzato per la serie storica della stazione di Bonifati, utilizzando gli stessi intervalli di tempo T. Anche in questo caso il modello ha individuato 3 stati, con venti deboli, medi e forti. Nelle **Fig. 4-33** e **Fig. 4-34** sono rappresentate rispettivamente le densità della velocità e della direzione di provenienza del vento. Nonostante, come nel precedente caso, nei plot sia difficile distinguere delle differenze evidenti, si può comunque notare come per Bonifati il vento aumenti di intensità nello stato 3 (i venti forti) nel T3, mentre per Capo Palinuro si aveva una diminuzione dell'intensità del vento. Nel plot delle direzioni si può distinguere una rotazione in senso orario per il primo stato, dal T1 al T3, che dal quadrante di SO si dispone da ponente.

Comportamento simile presentano anche lo stato 2 (che da NE muta in SE) e lo stato 3 (da SE a NE), anche se in maniera meno distinta. Anche in questo caso le stime puntuali con gli intervalli di credibilità al 95% hanno fornito maggiori informazioni.

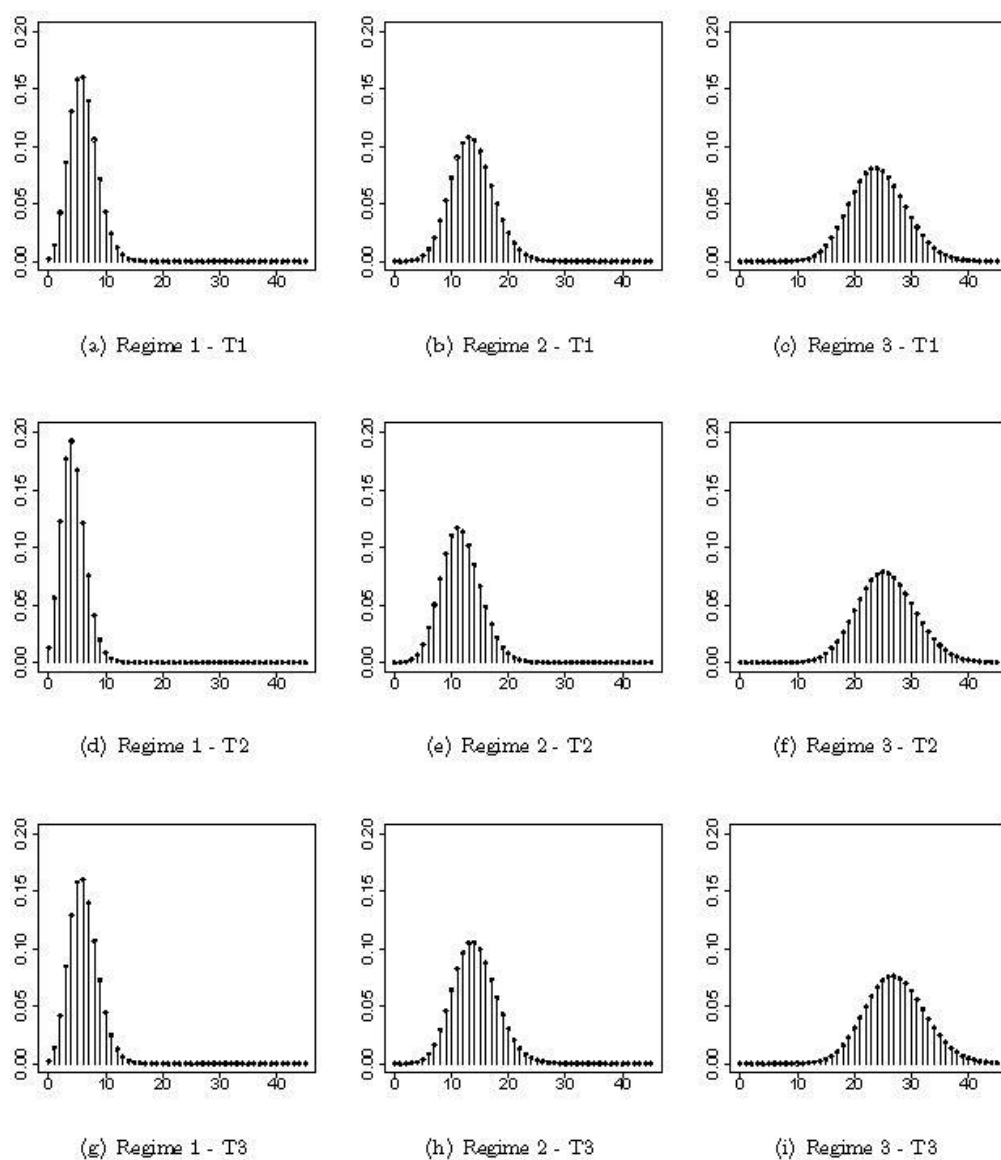


Fig. 4-33 – Bonifati: densità marginale della velocità media del vento nei 3 periodi T (righe) e nei 3 stati/regimi (colonne).

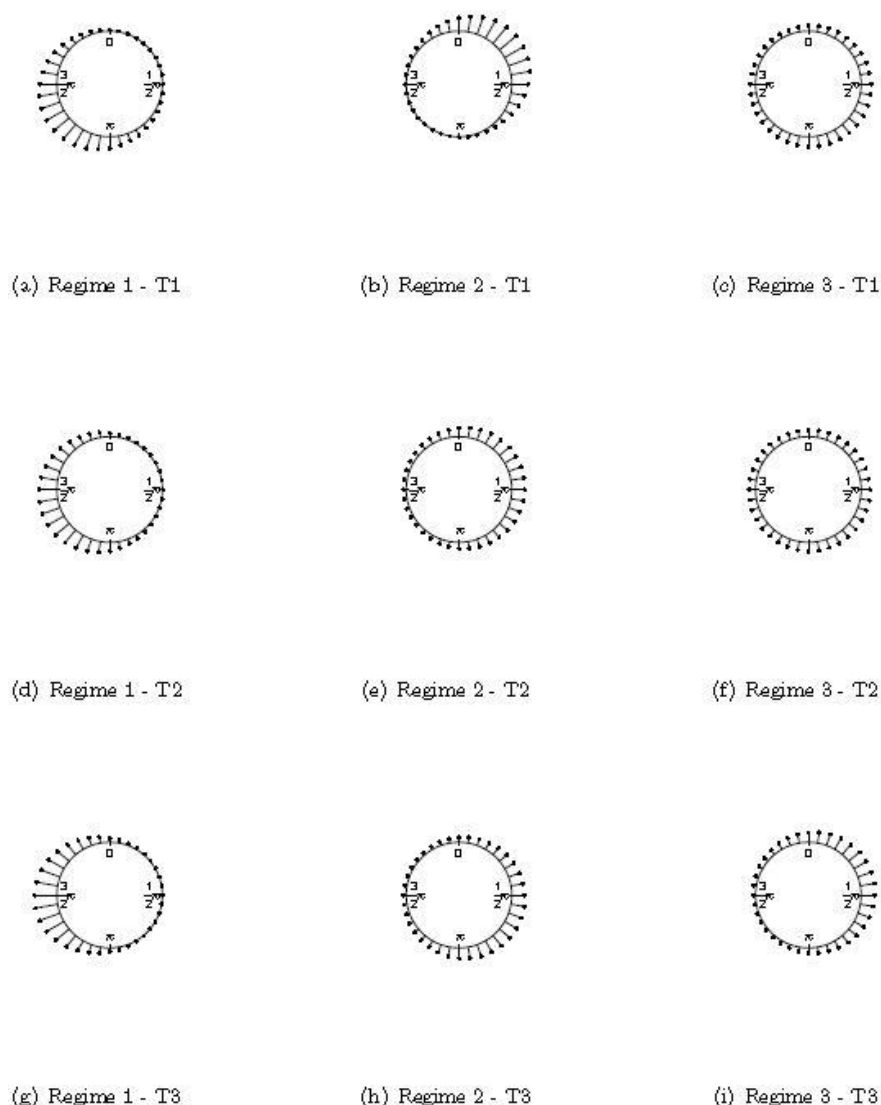


Fig. 4-34 – Bonifati: densità marginale della direzione media del vento nei 3 periodi T (righe) e nei 3 stati/regimi (colonne).

Esaminando le velocità medie (**Tab. 4-11**) per la stazione di Bonifati, per gli stati 1 e 2 queste diminuiscono nel T2 per poi tornare alle condizioni originali nel T3. Per lo stato 3 invece aumentano progressivamente dal T1 al T3. Considerando le direzioni medie (**Tab. 4-12**) lo stato 1 mostra una rotazione di più di 30° tra il T1 ed il T3, passando da N 236° a N 269° . Lo stato 2 varia invece dal T1 al T2, da N 48° a N 75° , mentre nel T3, sebbene la stima puntuale indichi una direzione media di N 119° , gli intervalli di credibilità risultano sovrapposti a quelli dei precedenti T, non indicando in realtà una differenza statisticamente significativa. Per lo stato 3 si hanno variazioni ancor maggiori dal T1 al T3 (da N 132° a N 66°). Per la concentrazione delle direzioni (**Tab. 4-13**) lo stato 1 assume valori simili nei tre T (circa 0.6). Lo stato 2 risulta più turbolento nel T2 rispetto al T1, tornando a concentrarsi leggermente nel T3 ma restando comunque più turbolento del T1. Nello stato 3 risulta una concentrazione quasi nulla nel T1 e T2, mentre si ha una concentrazione maggiore nel T3, sebbene non presenti un valore di concentrazione elevato. Nella **Tab. 4-14**, relativa alla possibilità di non registrare una circolare per velocità del vento troppo

basse (parametro ν), anche in questo caso si hanno valori nulli in tutti i campi, fatta eccezione per una probabilità lievemente maggiore nel T2 per lo stato 1. La matrice di transizione (**Tab. 4-15**) mostra per lo stato 1 un aumento dell'autotransizione da T2 a T3, e la possibilità che salga allo stato 3 aumenta da T1 a T2 per tornare ai valori iniziali nel T3. Lo stato 2 diminuisce la sua autotransizione da T1 a T2, ma aumenta molto nel T3. Aumenta la possibilità che scenda allo stato 1 nel T2 ma diminuisce molto nel T3. Per lo stato 3, nel T3 diminuisce la possibilità che scenda allo stato 1.

	T1	T2	T3
$\hat{\lambda}_{y,1}$	1.805	1.470	1.810
CI	(1.775 1.833)	(1.432 1.504)	(1.777 1.842)
$\hat{\lambda}_{y,2}$	2.615	2.457	2.649
CI	(2.577 2.650)	(2.422 2.489)	(2.594 2.696)
$\hat{\lambda}_{y,3}$	3.185	3.245	3.305
CI	(3.162 3.209)	(3.215 3.275)	(3.269 3.340)

Tab. 4-13 – Bonifati: stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% della variabile lineare nei 3 periodi e 3 stati.

	T1	T2	T3
$\hat{\mu}_{\theta,1}$	4.122	4.426	4.700
CI	(3.967 4.279)	(4.264 4.590)	(4.537 4.848)
$\hat{\mu}_{\theta,2}$	0.845	1.312	2.080
CI	(0.680 1.018)	(1.096 1.542)	(0.962 2.607)
$\hat{\mu}_{\theta,3}$	2.303	2.276	1.147
CI	(1.928 2.749)	(0.224 4.130)	(0.744 1.818)

Tab. 4-14 – Bonifati: stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% della direzione media nei 3 periodi e 3 stati. Il valore è espresso in radianti.

	T1	T2	T3
$\hat{\phi}_{\theta,1}$	0.638	0.601	0.698
CI	(0.630 0.647)	(0.592 0.609)	(0.686 0.725)
$\hat{\phi}_{\theta,2}$	0.692	0.351	0.410
CI	(0.682 0.702)	(0.344 0.358)	(0.371 0.433)
$\hat{\phi}_{\theta,3}$	0.235	0.094	0.416
CI	(0.079 0.249)	(0.012 0.255)	(0.389 0.454)

Tab. 4-15 – Bonifati: stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% della concentrazione circolare nei 3 periodi e 3 stati.

	T1	T2	T3
$\hat{\nu}_{\theta,1}$	0.051	0.168	0.021
CI	(0.040 0.063)	(0.148 0.188)	(0.014 0.031)
$\hat{\nu}_{\theta,2}$	0.001	0.001	0.002
CI	(0.000 0.004)	(0.000 0.004)	(0.000 0.006)
$\hat{\nu}_{\theta,3}$	0.001	0.001	0.002
CI	(0.000 0.004)	(0.000 0.007)	(0.000 0.008)

Tab. 4-16 – Bonifati: stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% del parametro ν nei 3 periodi e 3 stati.

T1				T2			
	1	2	3		1	2	3
1	0.639 (0.593 0.684)	0.313 (0.267 0.364)	0.047 (0.028 0.070)	1	0.579 (0.530 0.627)	0.327 (0.280 0.377)	0.094 (0.071 0.121)
2	0.209 (0.178 0.245)	0.628 (0.582 0.661)	0.166 (0.143 0.191)	2	0.333 (0.289 0.382)	0.508 (0.454 0.554)	0.159 (0.132 0.187)
3	0.062 (0.038 0.093)	0.369 (0.325 0.415)	0.568 (0.528 0.609)	3	0.096 (0.063 0.135)	0.365 (0.316 0.415)	0.538 (0.497 0.580)

T3			
	1	2	3
1	0.730 (0.679 0.775)	0.236 (0.186 0.287)	0.034 (0.011 0.062)
2	0.134 (0.104 0.167)	0.712 (0.671 0.748)	0.153 (0.131 0.177)
3	0.021 (0.004 0.046)	0.405 (0.356 0.454)	0.573 (0.527 0.619)

Tab. 4-17 – Bonifati: matrici con stima dei valori medi e degli intervalli di credibilità al 95% per la probabilità di transizione nei 3 periodi T.

4.4 Risultati dell'analisi sui dati ondametrici

4.4.1 – Profondità di chiusura

Dal calcolo effettuato sui dati ondamentrici della boa di Cetraro, è risultato un H_s pari a 4,64 metri, con un periodo significativo ad esso associato pari a 8,5. La profondità di chiusura quindi è stata calcolata essere pari a 8,50 m.

4.4.2 – S.W.A.N.

Dalla tabella elaborata a largo (**Tab. 4-16**) è risultato che lo stato d'onda più frequente (17,5%) è quello proveniente da N 260°, con un picco massimo di 8 metri di altezza d'onda massima. Le tabelle elaborate per le batimetriche -10 e -5 metri mostrano un numero di casi inferiore. Ciò è dovuto al fatto che le onde maggiori di 0.25 metri, registrate a largo, diminuiscono in altezza verso costa (per dissipazione dell'energia dovuto al frangimento e rifrazione), vengono riconosciute come casi di calma (<0.25 metri) e quindi non considerati dal modello. La **Tab. 4-16** mostra i dati relativi allo stato del mare a largo del punto selezionato, attraverso la simulazione utilizzando i dati di vento della boa di Cetraro. La **Tab. 4-17** e **Tab. 4-18** sono, rispettivamente, la propagazione del moto ondoso a largo alle batimetriche di -10 e -5 metri. Osservando la **Tab. 4-18**, relativa alla batimetrica -5 metri, si nota come la direzione prevalente a largo (Ovest) aumenti di frequenza (30,7% a N 260°) con un picco massimo di altezza d'onda pari a 4 metri. Generalmente le opere di difesa della zona sono state costruite con un piano di berma a +2 metri s.l.m. o meno e il 6,4% delle onde a costa (**Tab. 4-18**) raggiunge e supera tale altezza. La **Fig. 4-35** mostra la propagazione dell'onda più alta del dataset ($H_{m0} = 8$ metri con direzione media N 260° e periodo medio di 13.5 s), dove è possibile rilevare un'area sotto costa (tra Diamante e Capo Tirone) con altezza d'onda di circa 5 metri e un'altezza a largo che supera gli 8 metri, aumentando invece di diminuire. Tale area coincide una delle aree maggiormente affette da erosione della zona studiata e che presenta opere di difesa danneggiate dalle violente mareggiate invernali.

Totali %		Classi Hm0 (m)																																Classi Direzione media (deg N)											
Totali		0.7	1.0	0.9	1.0	1.3	2.0	1.6	0.8	0.6	0.6	0.4	0.4	0.7	0.3	0.4	0.4	0.4	98	207	376	542	558	373	434	616	1210	2879	3846	2844	2016	1223	756	482	202	175	214	50	21954	100.0					
Classi Hm0 (m)	8.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	0.0				
	7.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	0.0				
	7.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0.0					
	6.5	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	4	0.0					
	6.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	0.0					
	5.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	9	0.0				
	5.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	0.0					
	4.5	-	1	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	15	0.1				
	4.0	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	2	-	1	-	1	3	6	13	8	6	3	4	2	-	2	-	-	-	54	0.2					
	3.5	-	1	-	-	-	-	-	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	2	3	2	6	19	13	13	6	1	3	1	-	-	5	-	80	0.4					
Classi Direzione media (deg N)	3.0	1	-	1	-	1	-	1	1	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	1	3	4	8	6	7	21	37	22	23	9	6	2	3	-	1	10	-	173	0.8						
	2.5	3	3	3	1	2	5	-	3	5	3	3	3	1	3	2	3	5	2	3	1	5	5	9	16	44	67	70	31	27	8	6	10	1	1	1	2	353	1.6						
	2.0	3	6	1	2	4	-	3	2	-	3	3	1	1	2	1	2	1	3	2	4	4	6	9	21	26	78	144	172	91	62	20	15	10	5	3	5	2	716	3.3					
	1.5	4	6	2	7	10	5	11	6	12	15	8	10	6	3	4	7	5	9	16	21	20	14	23	42	136	343	382	223	129	49	18	2	4	9	9	2	1572	7.2						
	1.0	24	17	21	29	56	79	53	34	19	20	19	23	20	6	16	21	21	26	69	119	114	72	70	93	241	637	733	511	369	131	56	29	25	20	33	8	3834	17.5						
	0.5	123	183	159	185	220	351	269	121	105	85	55	47	116	55	70	46	63	166	277	394	407	263	301	427	678	1608	2439	1944	1407	1002	654	426	164	138	150	36	15134	68.9						
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150	160	170	180	190	200	210	220	230	240	250	260	270	280	290	300	310	320	330	340	350	Totali	Totali %							

[illegible]

Tab. 4-18 – Dataset a doppia entrata, con altezza d'onda significativa media (H_{m0}) e la relativa direzione media (D_m), dello stato del mare nel punto selezionato del litorale di Belvedere Marittimo sulla linea batimetrica -10 m.

[illegible]

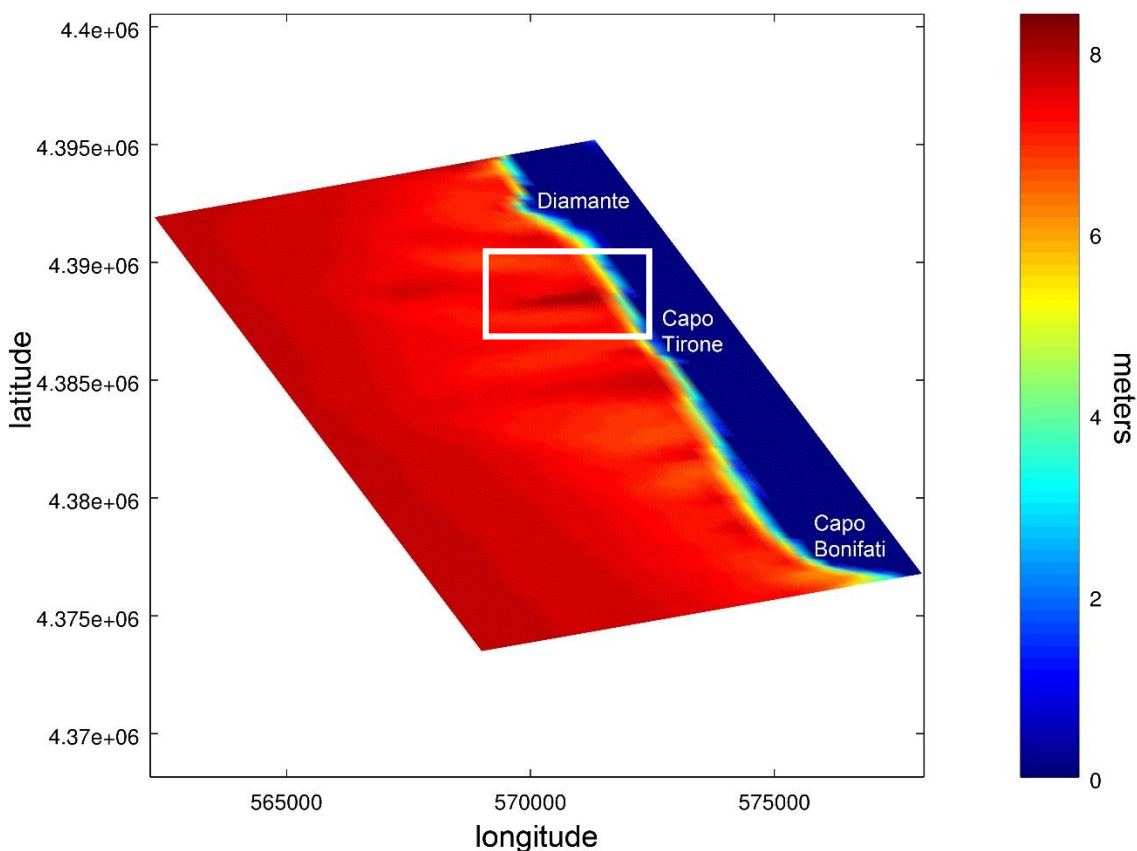


Fig. 4-35 – Simulazione S.WA.N. della propagazione dell'onda di picco ($H_{m0}=8\text{ m}$; $Dir=260^\circ N$; $T_p=13.5\text{ s}$) da largo a costa. Il gradiente di colore indica l'altezza d'onda significativa in metri. In ordinate e ascisse le coordinate metriche (UTM). Nel riquadro bianco è evidenziata la zona a maggior energia.

4.5 Mohid WATER

Una volta iniziata la simulazione con l'inserimento dei dati di vento e marea nel dominio *father*, è stato possibile validare i dati relativi al livello del mare del modello. In **Fig. 4-36** è possibile comparare il dato registrato con quello simulato e si nota (con un certo margine di errore) come la simulazione sembri rispondere bene alla variazione del livello di mare calcolata attraverso l'utilizzo dei dati di marea derivanti dal modello FES 2004. I risultati delle simulazioni del modello in Mohid WATER permettono di visualizzare sia la velocità residuale (in 10 anni) del flusso idrodinamico in ogni cella della griglia, sia il vettore risultante per la direzione. Dalle immagini le differenze tra le velocità appaiono minime, ma è un dato aspettato in quanto la simulazione tiene conto ovviamente di tutte le inversioni di flusso come accade per le maree, per la differenza della brezza tra il giorno e la notte e anche tra i venti regnanti della stagione estiva e invernale. Fatte le dovute considerazioni, è stato possibile individuare alcune differenze. Nella **Fig. 4-37** è rappresentata la simulazione del decennio 1961-1970. In questa immagine è riconoscibile una corrente principale proveniente da SE che si genera da Capo Bonifati sino alla zona a largo di Diamante, mentre a Nord di Diamante il flusso della corrente è diretta verso sud, risultando più veloce in corrispondenza di Alba Calabra.

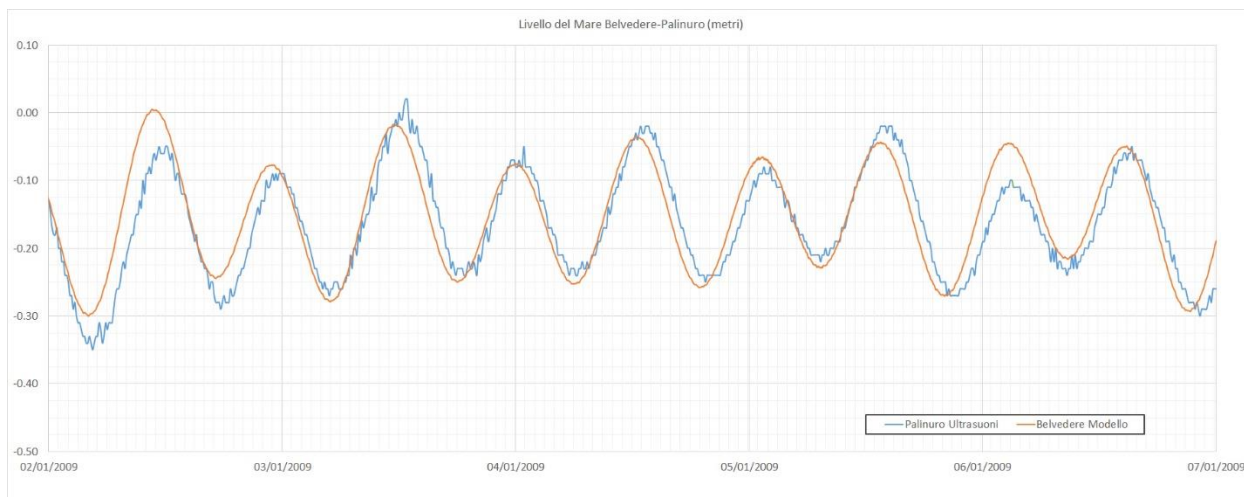


Fig. 4-36 – grafico relativo alla comparazione dei dati di marea della stazione mareografica di Capo Palinuro dell'ISPRA (linea blu) e del dato simulato dal modello (linea arancione).

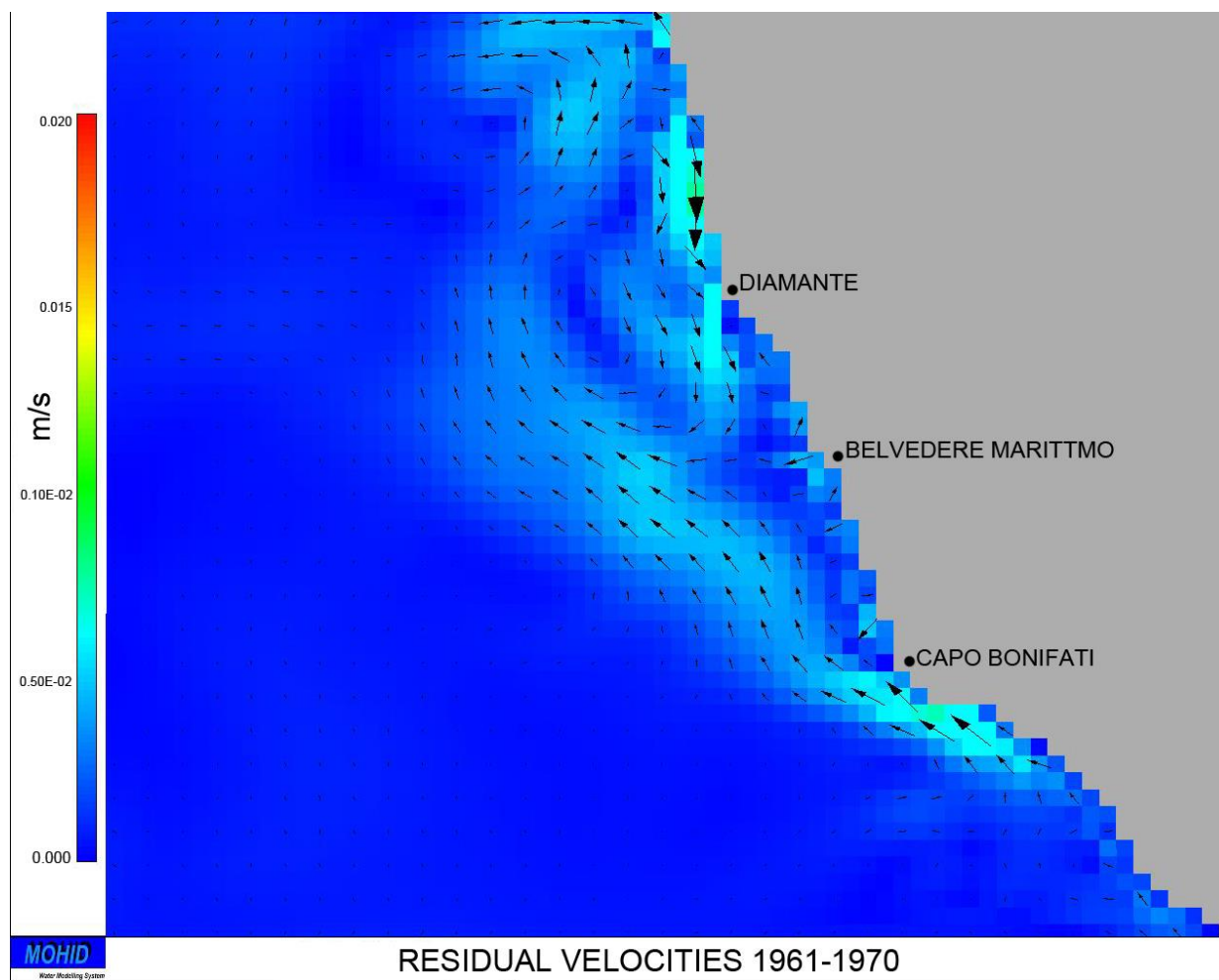


Fig. 4-37 – Velocità residuale del flusso idrodinamico nel dominio son di Belvedere Marittimo, relativa al decennio 1961-1970.

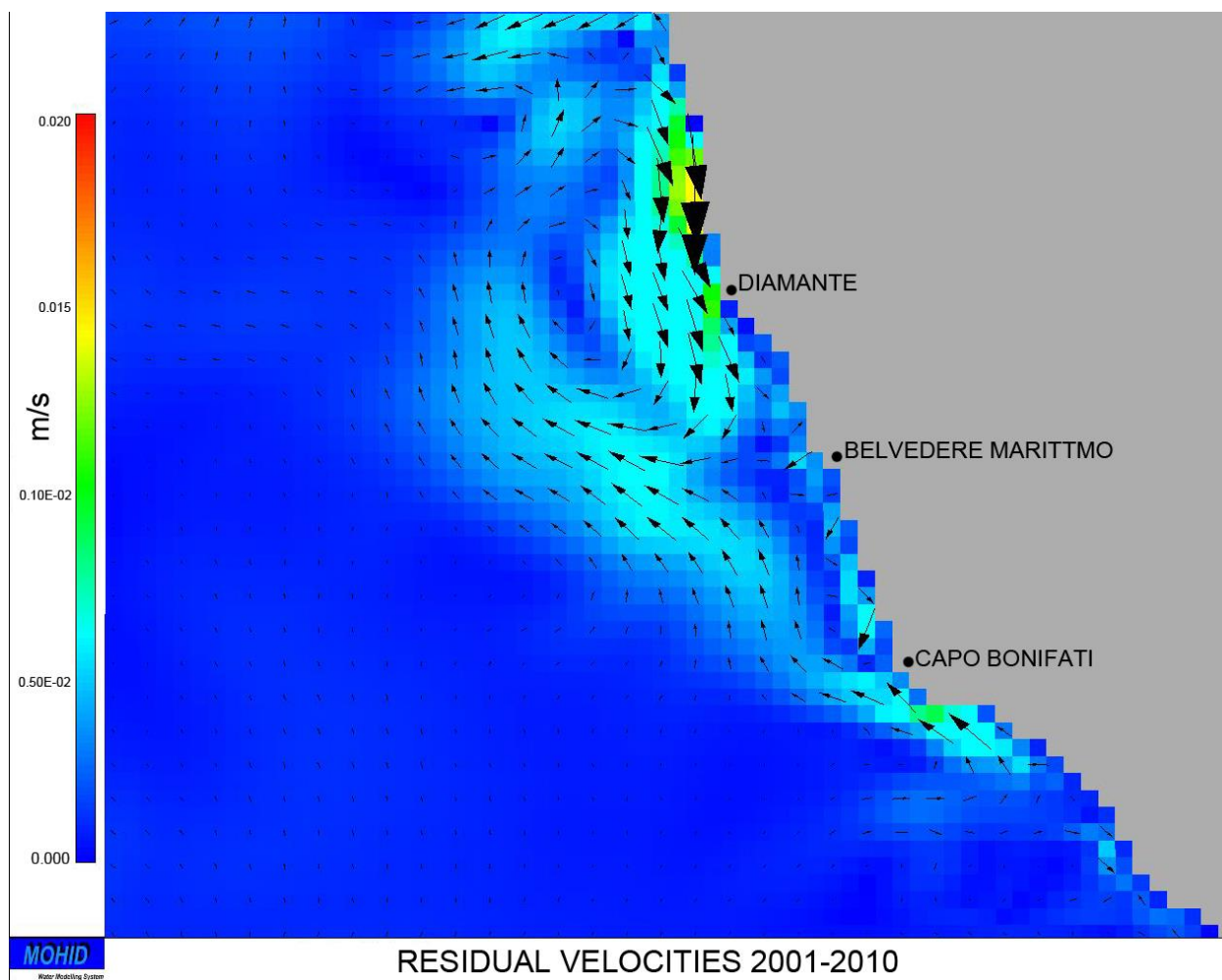


Fig. 4-38 – Velocità residuale del flusso idrodinamico nel dominio son di Belvedere Marittimo, relativa al decennio 2001-2010.

Nella zona di Capo Bonifati è presente un incremento della velocità del flusso dovuto probabilmente all'avvicinamento verso la costa e quindi a fondali più bassi. Superato il Capo, il flusso si dirige verso il mare aperto per deviare nuovamente verso costa, dove si divide in due direzioni, dirigendosi verso Est e Sud. Il flusso verso Sud aumenta la sua velocità nella parte più settentrionale del tratto costiero esaminato (a Nord di Diamante) e deviando a largo di Belvedere Marittimo, richiamando acqua verso il mare aperto (con direzione prevalente SO) e ricongiungendosi con il flusso principale proveniente da SE, generando una sorta di circolazione a vortice. In **Fig. 4-38**, e quindi nel decennio 2001-2010, si ha l'intensificarsi della velocità flusso generato nella zona a Nord di Diamante e diretto a Sud. L'aumento di velocità fa sì che si venga a intensificare anche il flusso lungo la costa di Belvedere Marittimo, richiamato dalla corrente del vortice nella zona settentrionale e dal flusso proveniente da Capo Bonifati da SE, anch'esso leggermente più veloce che nel primo decennio. Per tutto il tratto di costa tra Diamante e Capo Bonifati si può quindi notare un leggero aumento della velocità del flusso diretto verso il largo e verso Sud.

Dalle simulazioni dei semestri invernali si nota come la corrente prevalente sulla zona sia quella proveniente da SE. Il decennio 1960-1971 (**Fig. 4-39**) è infatti dominato dalla corrente da SE che, a differenza del dato relativo a tutte le stagioni, genera una corrente nello stesso senso anche a ridosso della linea di riva di Belvedere Marittimo. Nel semestre invernale 1980-1991 (**Fig. 4-40**) la distribuzione dei vettori della corrente assomiglia maggiormente a quanto osservato nei grafici decennali con i dati relativi a tutte le stagioni, con un flusso che supera Diamante e si dirige verso Sud e una corrente da Capo Bonifati diretta a NO. Inoltre è evidente una diminuzione della velocità residuale del flusso. L'immagine relativa al decennio 2000-2011 (**Fig. 4-41**) mostra un nuovo aumento della velocità della corrente (anche superiore a quella del 1960-1971) e delle direzioni prevalenti più simili a quanto osservato nel primo decennio. Nuovamente, nei pressi della linea di costa di Belvedere Marittimo, la corrente assume una direzione da SE a NO, con intensità maggiori nei pressi di Capo Tirone e nel tratto compreso tra questo e Diamante.

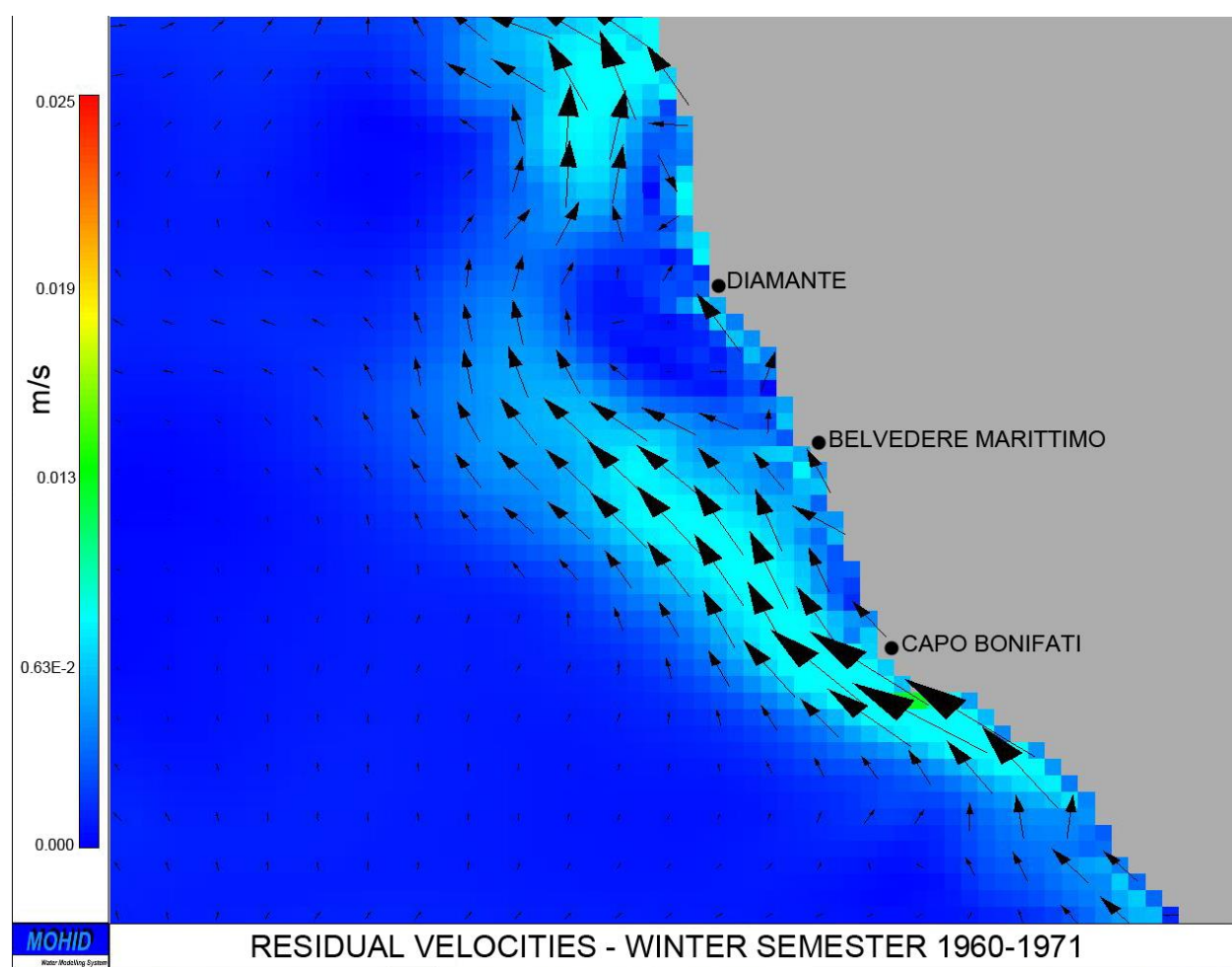


Fig. 4-39 – Velocità residuale del flusso idrodinamico nel dominio son di Belvedere Marittimo, relativa ai semestri invernali del decennio 1960-1971.

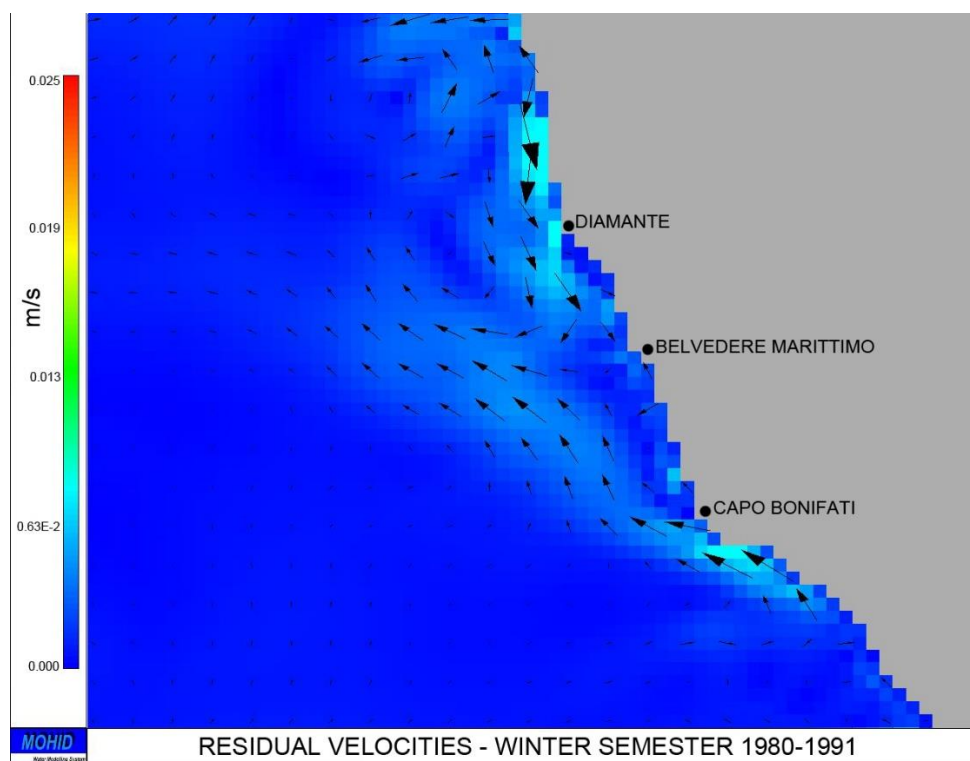


Fig. 4-40 – Velocità residuale del flusso idrodinamico nel dominio son di Belvedere Marittimo, relativa ai semestri invernali del decennio 1980-1991.

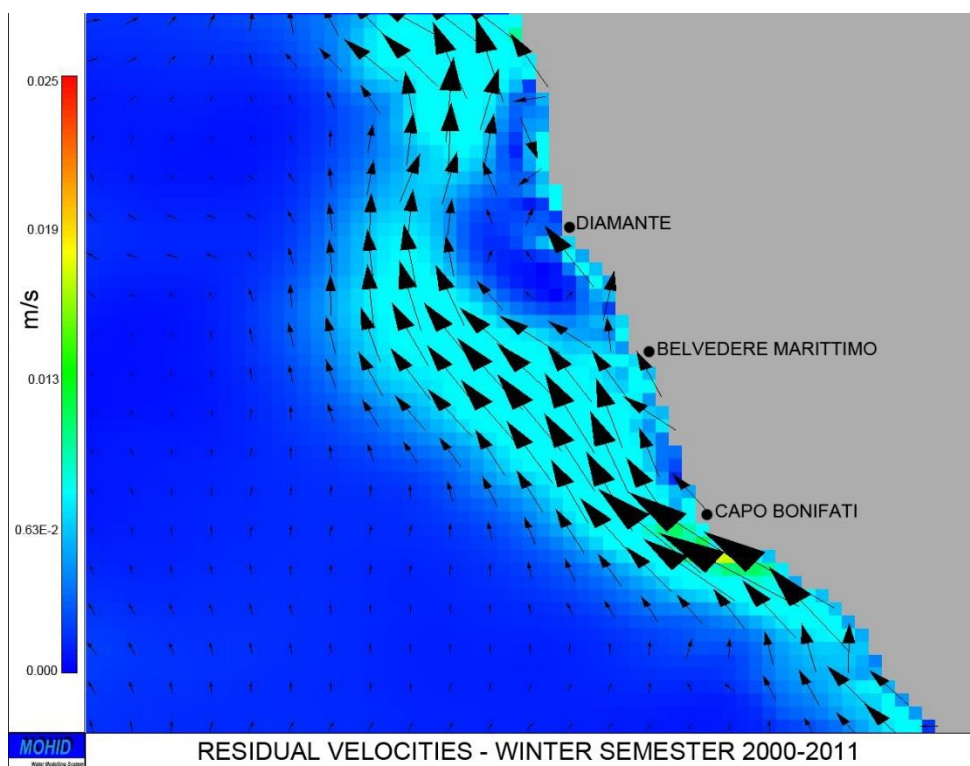


Fig. 4-41 – Velocità residuale del flusso idrodinamico nel dominio son di Belvedere Marittimo, relativa ai semestri invernali del decennio 2000-2011.

Dalla simulazione di un episodio di mareggiata invernale su una frazione di costa del comune di Belvedere Marittimo, difesa dai frangiflutti, sono stati elaborati due grafici. Uno relativo alle opere di difesa integre (**Fig. 4-42**) e uno alla situazione attuale, con le opere di difesa danneggiate (**Fig. 4-43**).

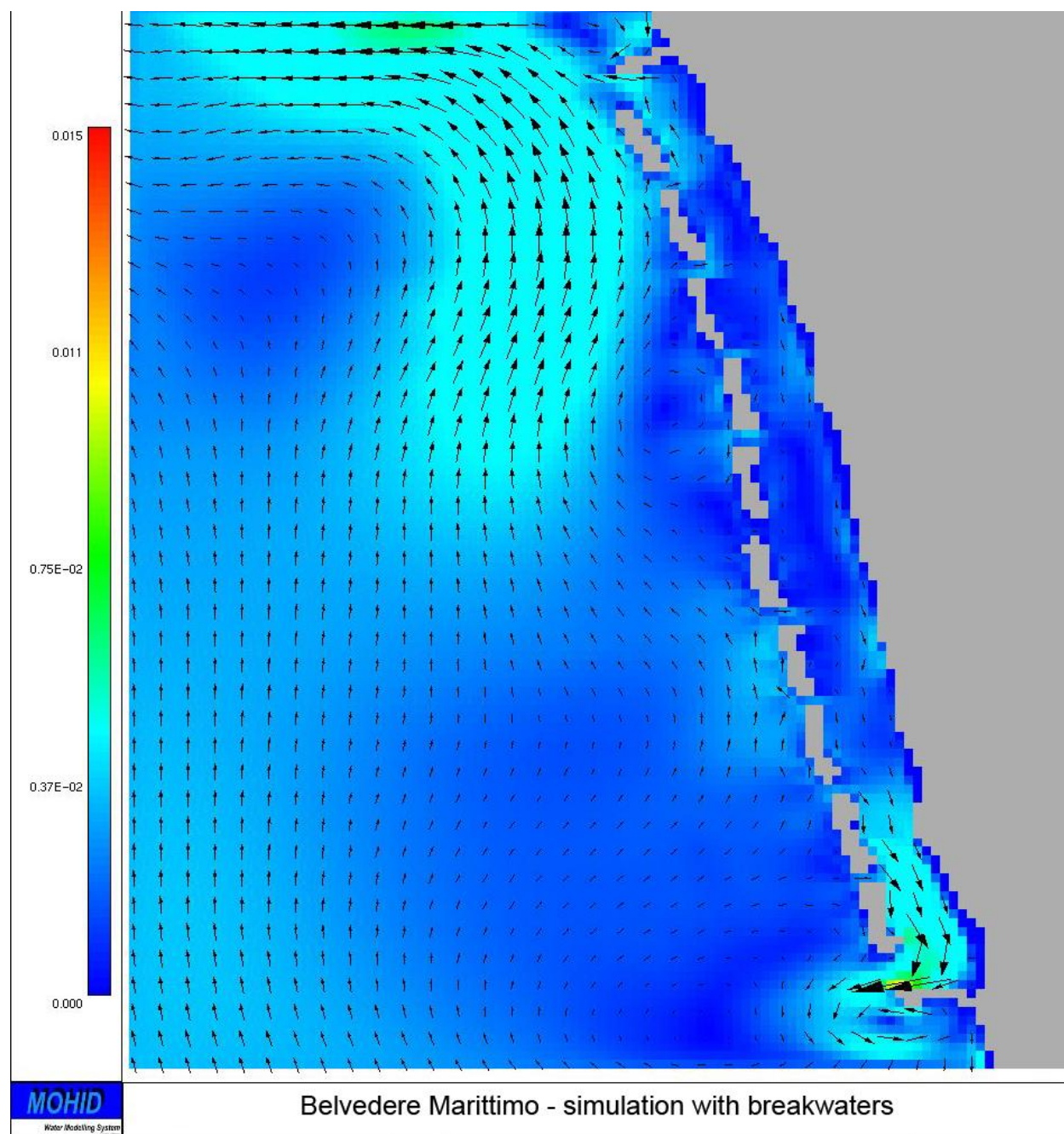


Fig. 4-42 – simulazione del flusso idrodinamico generato da una mareggiata invernale relativa alla linea di riva difesa dai frangiflutti.

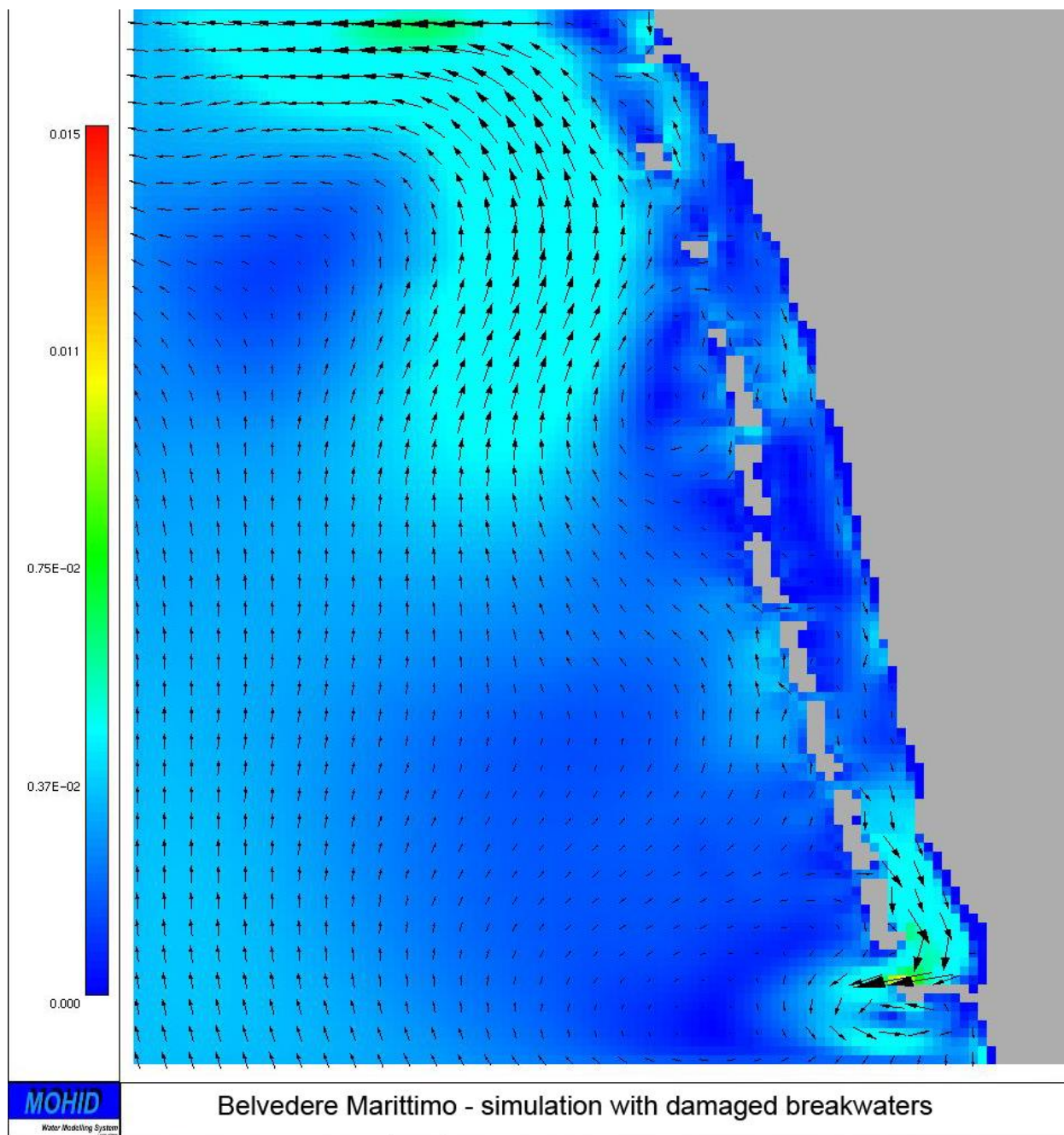


Fig. 4-43 – simulazione del flusso idrodinamico generato da una mareggiata invernale relativa alla linea di riva con frangiflutti danneggiati.

Da entrambi i grafici si nota come la linea di frangiflutti racchiusa in due pennelli permetta comunque l'entrata del flusso proveniente da Sud tra le opere di difesa, generando una circolazione diretta prevalentemente verso Sud parallela alla costa ed in minima parte verso Nord nella sezione settentrionale. In prossimità dei pennelli si ha una accelerazione del flusso, dove evidentemente si ha l'accumulo di sedimenti e quindi un innalzamento del fondale. La situazione

attuale, con le opere di difesa danneggiate, inoltre, permette l'aumento della velocità del flusso diretto verso Sud nel tratto scoperto.

Oltre al calcolo del valore medio, sono stati osservati i dati orari relativi alla medesima simulazione. Da questi è stata selezionata un immagine dove sono ritratte le opere di difesa integre e danneggiate, nel medesimo istante della simulazione e dove sono risultate le velocità della corrente maggiori, indotte dalla sola forza del vento (**Fig. 4-44**). Dall'immagine è possibile notare un flusso idrodinamico con direzione S-N e con velocità di picco pari a circa 0.5 m/s . Per valutare l'efficacia delle opere per un flusso con direzione contraria è possibile osservare la **Fig. 4-45**, dove è presente una corrente con direzione N-S, con velocità più modeste. Risulta evidente come il flusso sia in grado di scorrere, anche in questo caso, attraverso le opere di difesa e come non ci sia una differenza significativa tra la situazione con opere di difesa integre e quelle danneggiate. È altrettanto evidente, soprattutto nelle zone prossime ai frangiflutti centrali, come vi sia un'accelerazione del flusso nella parte interna le opere, molto probabilmente per via di fondali più bassi, in quanto zone di accumulo per fenomeni di diffrazione del moto ondoso che sono però spazzate da correnti di questo tipo. Dalla simulazione di questa particolare mareggiata è inoltre emerso come correnti di questa intensità (con velocità paragonabili a quelle delle *longshore currents*) siano in grado di persistere per lungo periodo. Nello specifico la corrente nella prima immagine è durata per circa 3 ore, ma sono stati registrati anche intervalli di tempo con una corrente idrodinamica di velocità di poco inferiore (circa 0.3 m/s), ma con una persistenza di ben 33 ore.

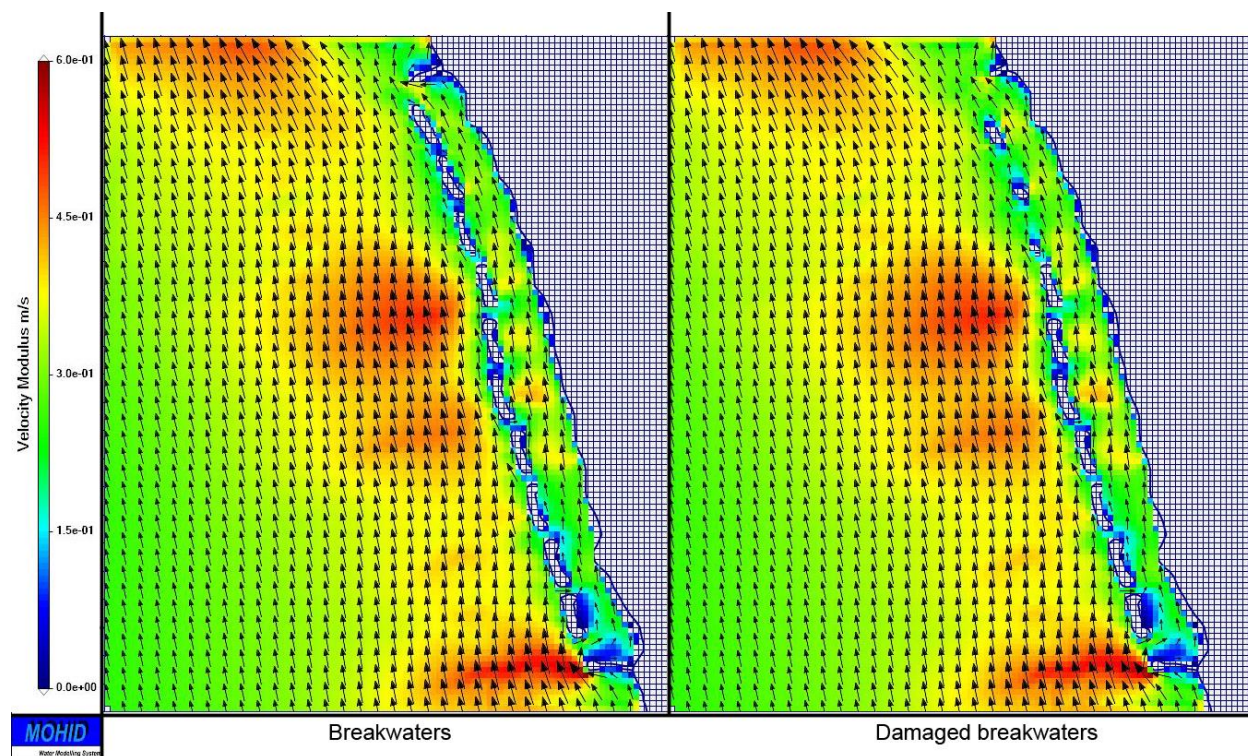


Fig. 4-44 – Immagine relativa alla simulazione di un evento di mareggiata invernale in una zona difesa da frangiflutti e pennelli nel Comune di Belvedere Marittimo, con flusso idrodinamico con direzione S-N. A sinistra con le opere di difesa integre. A destra con le opere di difesa danneggiate, allo stato attuale. Il gradiente di colore indica la velocità del flusso in m/s .

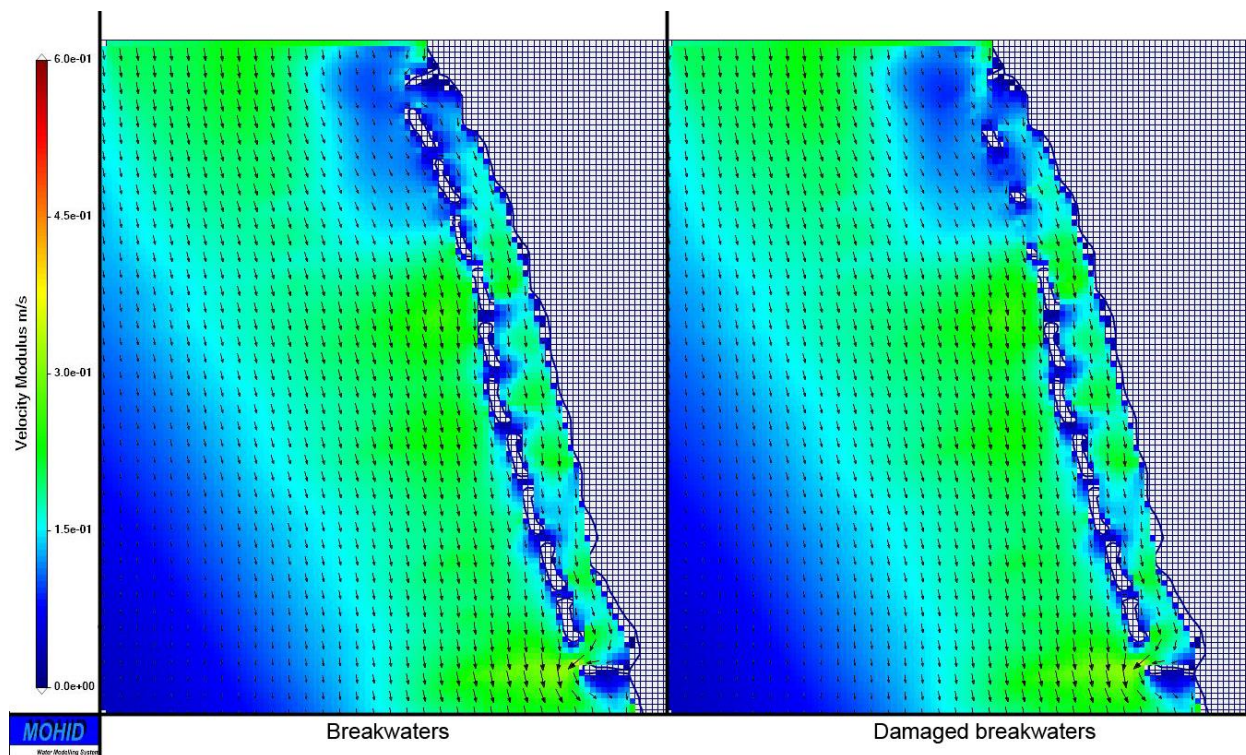


Fig. 4-45 – Immagine relativa alla simulazione di un evento di mareggiata invernale in una zona difesa da frangiflutti e pennelli nel Comune di Belvedere Marittimo, con flusso idrodinamico con direzione N-S. A sinistra con le opere di difesa integre. A destra con le opere di difesa danneggiate, allo stato attuale. Il gradiente di colore indica la velocità del flusso in m/s.

4.6 Linee di riva

4.6.1 Il tratto A-B

Per tutto il tratto A-B (**Fig. 4-46**) si denota una forte crisi erosiva che va dal 1873 al 1955 per tutto il tratto A-B, fatta eccezione per la foce del Torrente Vallecupo, molto più esteso verso la fine del diciannovesimo secolo. Tale erosione prosegue dal 1955 al 2002, tanto che compaiono i primi pennelli e frangiflutti (nella parte più a Sud) nel tentativo di bloccare il sedimento trasportato lungo riva. Tra il 2002 ed il 2006, il largo impiego di opere di difesa come frangiflutti tra i pennelli e opere radenti la linea di riva, l'erosione non sembra essersi fermata del tutto, sebbene siano presenti dei tratti dove nei 4 anni che intercorrono tra i due dati c'è stabilità. Sono inoltre presenti brevi tratti con accumulo di sedimento. Nell'intervallo tra il 2006 ed il 2015 l'arretramento della linea di riva risulta minore. Nonostante ciò si notano zone erose tra le opere di difesa (che nel monitoraggio effettuato sul posto nel 2015 hanno mostrato diverse sezioni fortemente danneggiate) e la totale assenza di tomboli tra i frangiflutti e la linea di riva, fatta eccezione per 2 zone con delle deboli cuspidi. Nel tratto più a Sud della sezione, tra i frangiflutti, si ha un ripascimento e un avanzamento della linea di riva.

4.6.2 Il tratto B-C

Nel tratto a Sud di Capo Tirone (**Fig. 4-47**) la situazione è leggermente diversa. Nell'intervallo di tempo tra il 1873 ed il 1955 si ha forte erosione sino alla foce del Torrente Soleo. A Sud della foce si ha invece un avanzamento della linea di riva. Nell'intervallo successivo, 1955-2002, si ha

un avanzamento soltanto nel tratto interessato dalla costruzione del porto, mentre tutta la sezione B-C è andata incontro ad una forte erosione che ha reso necessaria la costruzione di numerosi frangiflutti e opere radenti. I due intervalli successivi, 2002-2006 e 2006-2015, mostrano una situazione più stabile nel tratto B-C, anche dovuto al forte impiego di ogni tipo di opera difensiva nella zona. Si hanno poche zone di accrescimento, ma nel complesso l'erosione appare limitata. Ciò non è pienamente valido per il tratto A-B, dove sebbene l'erosione appare limitata, vi sono tutt'ora delle zone erose nonostante il largo impiego di frangiflutti e pennelli, con l'assenza di formazione di tomboli e, al più, la presenza di qualche cuspid.

4.6.3 Bilancio sedimentario

Secondo il calcolo delle aree erose e in avanzamento per il bilancio sedimentario del tratto A-C, attraverso l'utilizzo della regola di Brunn (Walkden et al., 2008), si hanno i seguenti valori indicati nella **Tab. 4-19**. Secondo la tabella, nei primi due intervalli di tempo, che coprono il periodo maggiore con ben 129 anni, si ha una forte crisi erosiva con una perdita totale di 2446366.77 m³ di arenile. Soltanto negli ultimi due intervalli, che coprono 13 anni di tempo, si ha un accumulo di 238008.33 m³, non sufficiente a coprire però la precedente erosione risultata dalle linee di riva precedenti il 2002.

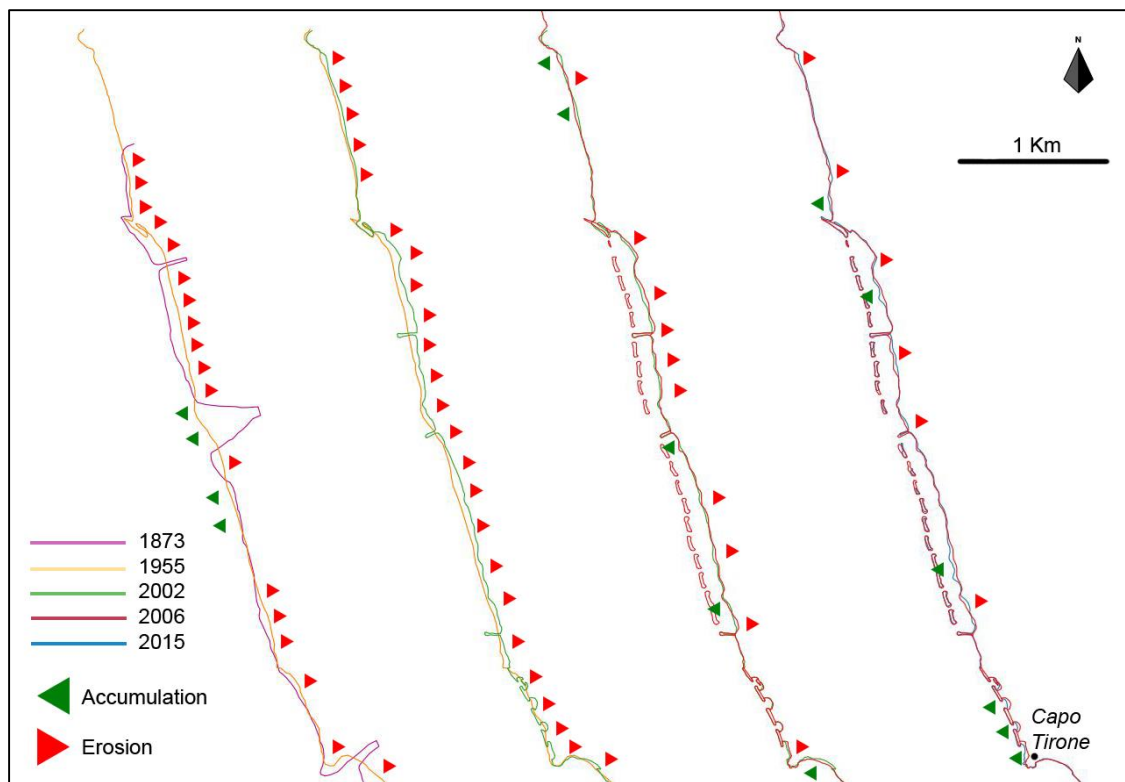


Fig. 4-46 – Linee di riva del tratto A-B negli anni 1873, 1955, 2002, 2006 e 2015.

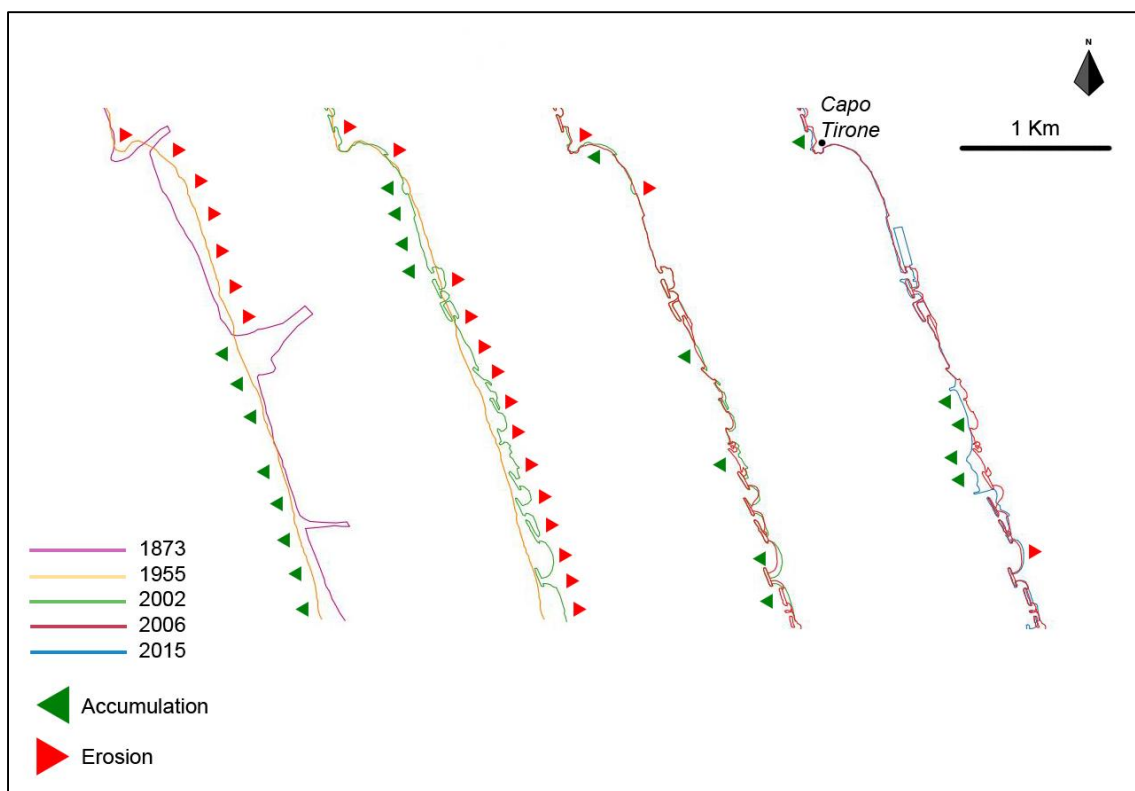


Fig. 4-47 – Linee di riva del tratto A-B negli anni 1873, 1955, 2002, 2006 e 2015.

YEAR INTERVALS	EROSION (in m ²)	ACCUMULATION (in m ²)	AREAS BALANCE (in m ²)	VOLUMES BALANCE (in m ³)
1873 -1955	210149	65308	144841	925533.99
1955 -2002	258343	20341	238002	1520832.78
2002 -2006	29163	31455	2292	14645.88
2006 - 2015	28414	63369	34955	223362.45

Tab. 4-20 – Tabella relativa alle aree in erosione e in accrescimento secondo gli intervalli 1873-1955, 1955-2002, 2002-2006 e 2006-2015. I valori delle aree sono espressi in m², quelli dei volumi in m³.

CAP. 5 – DISCUSSIONE DEI RISULTATI

Dalla ricostruzione del paraggio di Belvedere Marittimo eseguita tramite la raccolta di dati storici e da precedenti lavori (Bellotti et al., 2009), appare evidente come il litorale in esame sia per sua natura soggetto a fenomeni erosivi. La spiaggia sommersa risulta molto ripida in quanto costituita da sabbia grossolana e ghiaie; ciò rende la spiaggia di tipo “riflettente” con frangenti di tipo *plunging/surging*, ove l'energia del moto ondoso si dissipa ridettamente alla battigia. La spiaggia risulta quindi più vulnerabile, con una risalita del flutto montante (*run up*) più esteso che, nei casi più intensi di mareggiate invernali come quella del Gennaio 1987, può portare al danneggiamento delle strutture insediative come strade, ferrovie e abitazioni.

Il moto ondoso è, dunque, un importante agente morfogenetico e morfodinamico, un elemento di per se' mutevole nel tempo e direttamente dipendente dall'azione del vento. La scarsità di dati ondametrici ha richiesto un diverso approccio di analisi, vista la necessità di coprire un arco di tempo superiore a quello delle serie storiche a disposizione. Considerando infatti il vento come la causa principale del moto ondoso, si è resa necessaria l'analisi dei dati anemometrici registrati alle stazioni meteorologiche del C.N.M.C.A., in grado di fornire serie storiche di circa 50 anni, un periodo sufficientemente lungo a determinare la presenza di mutamenti di rilievo nel trend generale del vento.

Nella presente tesi, inizialmente si è quindi provveduto a ricostruire l'andamento dei venti di tutta la regione centro-settentrionale della Calabria, selezionando le stazioni prossime alla costa e con un numero sufficiente di dati. I grafici polari elaborati per le quattro stazioni selezionate hanno messo in evidenza come l'andamento del vento sia sicuramente influenzato dalle condizioni morfologiche circostanti ogni stazione e dalla generale esposizione del paraggio costiero. È stato importante quindi rilevare, dove possibile, quelle che erano le caratteristiche comuni nei risultati. Sicuramente molto evidente è stata la diminuzione della frequenza dei casi di calma (e quindi un generale aumento di ventosità), riscontrata in tutte le stazioni, avvenuta dal 1991 in poi per le stazioni sul versante tirrenico e dal 2001 in poi per l'unica stazione sul versante ionico. Altra caratteristica comune è che all'aumentare della ventosità descritta in precedenza, si ha una maggior turbolenza del vento, ovvero si ha una distribuzione più ampia delle direzioni di provenienza del vento con, in alcuni casi, venti regnanti meno distinguibili negli ultimi decenni (1991-2000 e 2001-2010). L'analisi stagionale alle varie stazioni anemometriche mette in evidenza tendenze comuni, come la presenza di venti più intensi durante l'inverno, accompagnata da una percentuale di calme più bassa. Oltre a queste similitudini sono presenti delle particolarità a livello locale, come sono state elencate nei risultati. È evidente quindi come il comportamento del vento sia fortemente influenzato dal luogo dove avvengono le registrazioni e come questo possa mutare nel tempo in modo diverso anche a qualche decina di chilometri di distanza. Proprio per questa forte dipendenza "geografica" che è risultata dai grafici polari si è deciso di concentrare l'attenzione sulle due uniche stazioni meteorologiche che si trovano site sul versante tirrenico e in grado di fornire delle serie storiche di lungo periodo, ovvero Capo Palinuro e Bonifati. In entrambe è risultato un aumento di frequenza del vento negli ultimi decenni, soprattutto per i venti provenienti dai quadranti occidentali, un particolare degno di nota soprattutto considerando il settore di traversia di Belvedere Marittimo, che copre quasi interamente questi quadranti, e con un fetch massimo pari a 820 km in direzione N 253°.

Dall'analisi statistica è però risultata una bassa correlazione tra le stazioni di Capo Palinuro e Bonifati, nonostante sia visibile un qualche tipo di relazione per le alte velocità, probabilmente dovuta a fenomeni ciclonici molto intensi che potrebbero aver fatto risentire la loro influenza su

tutto il litorale campano – calabro. Come evidenziato dai test di proporzionalità, per la stazione di Capo Palinuro soltanto alcune delle classi Beaufort aumentano di frequenza dopo il 1975, mentre per la stazione di Bonifati tutte le classi presentano tale aumento. Come già mostrato dai grafici polari delle due stazioni anemometriche, risulta quanto anche a breve distanza vi possano essere importanti variazioni nella direzione e intensità del vento. La differenza più importante è infatti emersa successivamente attraverso l'applicazione di un test statistico (GEV). L'analisi degli estremi ha evidenziato un aumento consistente dei livelli di ritorno (oltre 10 nodi soltanto in un tempo di ritorno di 5 anni) per i venti foranei della stazione di Bonifati, al contrario di quanto accade per la stazione di Capo Palinuro. Questo risultato è sicuramente importante per lo studio della morfodinamica costiera dell'area esaminata, dato che all'aumentare dell'intensità degli eventi estremi di vento proveniente da mare si avrà una maggiore altezza d'onda, dunque maggiore energia e potenza; conseguentemente, considerando che molte opere di difesa sono pensate e costruite per funzionare in un determinato clima meteomarinico e per un determinato numero di anni, eventi estremi più frequenti possono portare al danneggiamento accelerato di tali opere.

Sempre allo scopo di dare significatività statistica alle osservazioni dirette fatte sui dati, l'applicazione di un altro test statistico (HMM) ha dato un contributo importante. Uno dei principali problemi è stato risolvere l'inflazione di valori zero presente nelle serie storiche e di rendere i dati così omogenei, una delle problematiche più comuni riscontrati in questa tipologia di dati (WASA Group, 1998; Matulla et al., 2012). Dati di questa natura sono ovviamente soggetti alla sensibilità dello strumento, soprattutto per le velocità più basse, e spesso un'inflazione di zeri nelle serie storiche può essere data da registrazioni mancate per velocità basse (ma non nulle), rendendo dubbia la percentuale delle calme di vento. Inoltre un cambio di strumentazione con una più recente e sensibile, avvenuto in un determinato periodo, può portare a interpretazioni errate. Come nel presente lavoro, non sempre la fonte dei dati è in grado di fornire le informazioni necessarie e si ha bisogno quindi di strumenti di analisi in grado di considerare tali fattori. L'elaborazione di un modello HMM apposito per la presente tesi è stato quindi necessario per tentare di risolvere tale problema, come descritto nei capitoli precedenti, ed ha fornito uno strumento utile all'analisi di dati anemometrici o di qualsiasi altra tipologia aventi una componente lineare, come le velocità, e una circolare, per le direzioni. Quanto è emerso dall'applicazione dell'HMM è anche qui un variazione nell'andamento del vento per Capo Palinuro e Bonifati nel corso dei decenni, sebbene in modo diverso tra loro, tanto da risultare opposto per quanto riguarda la velocità del vento. Mentre infatti per Bonifati si ha un periodo di minore ventosità nel periodo 1979-1988 e di maggiore ventosità specie nel 2001-2010, per Capo Palinuro avviene il contrario. Sono inoltre confermate alcune osservazioni fatte dai grafici polari. Per Capo Palinuro si ha un cambiamento nella direzione dei venti con velocità "intermedia" (stato 2), che ruotano leggermente verso NNO, e un aumento di turbolenza delle velocità più basse negli ultimi 2 intervalli di tempo. Per la stazione di Bonifati, il risultato più importante è sicuramente l'aumento progressivo del valore medio delle velocità dello stato 3, ovvero i venti più forti. Inoltre, i venti dello stato 1, sebbene siano quelli con velocità più modeste, cambiano la loro direzione di provenienza da SO a Ovest dal T1 al T3. Queste due caratteristiche fanno del T3 (periodo 2001-2010), per la stazione di Bonifati, il periodo potenzialmente durante il quale l'aumento di ventosità e persistenza può produrre effetti significativi sulla costa. Tutti questi risultati assieme a quelli precedentemente dedotti dai grafici polari, permettono di affermare, con una valenza statistica significativa, che sono effettivamente in atto dei cambiamenti nel trend del vento, soprattutto per la stazione di Bonifati (quella più prossima al tratto di costa in esame) e in maniera più specifica per i venti foranei, con un incremento sia di frequenza che di intensità.

Utilizzando i pochi dati ondametrici a disposizione (dal 1999 al 2008) si è quindi ricalcolata la profondità di chiusura e ricostruito il clima ondoso a costa, attraverso una simulazione effettuata con S.W.A.N. Il risultato relativo alla profondità di chiusura, pari a 8,50 metri, assume particolare importanza se si considera che Pranzini (2004) un'analisi dei dati ondametrici del periodo 1999-2001, la profondità di chiusura alla boa di Cetraro risultò essere minore, con un valore pari a 6,39 metri. Questo conferma un aumento dell'altezza d'onda significativa avvenuto nel periodo 2001-2010, che coincide con quanto osservato per i venti e denotando un incremento dell'energia del moto ondoso nell'area durante l'ultimo decennio.

Considerando che la maggior parte delle opere di difesa nell'area è costruita con un'altezza sul livello del mare di 2 metri, è interessante notare inoltre come, secondo i risultati ottenuti con lo S.W.A.N., il 6,5% delle onde raggiunga e superi tale altezza (un totale di 1234 casi su un totale di 18948) e che la direzione più frequente è pari a N 260°, che coincide circa con la direzione del fetch massimo dell'area. L'onda con l'altezza maggiore simulata alla batimetrica di 5 metri è risultata essere di 4 metri, un dato che è risultato simile al calcolo dell'altezza d'onda significativa locale (H_s), pari a 4,64 metri. Queste onde sono probabilmente responsabili di uno dei fenomeni riscontrati in una particolare zona di Belvedere Marittimo, protetta da una serie di frangiflutti e pennelli, dove tra i varchi tra le opere sono stati trovati dei canyon sottomarini con una profondità, per alcuni di essi, superiore a 7 metri (in uno in particolare pari a 11 metri), con un'evidente perdita di materiale a largo. Le onde, superando l'opera di difesa, portano all'innalzamento del livello del mare all'interno dell'area protetta. La massa d'acqua, successivamente, sfruttando i varchi tra le opere, fluisce verso mare concentrando la sua energia proprio in questi spazi e generando delle *rip currents*, erodendo e trasportando i sedimenti verso la zona esterna alle opere. Dalla propagazione dell'onda di picco dell'intero dataset (quella di 8 metri), da largo a costa, è inoltre visibile come vi siano delle zone dove si ha un innalzamento dell'altezza d'onda procedendo verso costa, soprattutto nella zona a Nord di Capo Tirone dove è stata costruita una serie di frangiflutti che risultano fortemente danneggiati specie quelli siti più a settentrione. In questa stessa zona si ha la pendenza dello *shoreface* maggiore di tutto il tratto a Nord di Capo Tirone (pari al 5,3%) se si esclude Diamante. Questo, unito al fatto che il tratto presenta sotto costa prevalentemente sabbia ghiaiosa grossolana, che ne aumenta la pendenza, fa sì che la spiaggia abbia un comportamento di tipo riflettente, più vulnerabile e meno resistente agli eventi estremi. La presenza di numerose opere di difesa longitudinali alla costa non sembra aver prodotto infatti alcun pascimento e, anzi, alcune di esse sono state seriamente danneggiate dall'azione del moto ondoso.

L'applicazione di un modello che simula la formazione delle correnti marine sottocosta generate dal vento (Mohid Water) ha fornito una risposta visiva su quelli che sono gli effetti del vento e dei suoi mutamenti sull'idrodinamica del luogo. Dalla simulazione del primo decennio (1961-1970) e dell'ultimo decennio (2001-2010) dell'intero periodo esaminato, è infatti ben visibile un aumento delle velocità delle correnti agenti sulla costa. Sebbene le velocità maggiori siano risultate quelle a Nord di Diamante, con una corrente diretta da Nord verso Sud, e quelle a Sud di Capo Bonifati, con una corrente da SE a NO, dove queste due località sembrano fare da barriera naturale proteggendo la zona costiera di Belvedere Marittimo dalle due correnti maggiori, queste ultime generano tuttavia una sorta di circolazione a vortice di fronte la costa di Diamante. Questa circolazione porta alla formazione di un'altra corrente più debole verso il largo nel tratto di costa di Belvedere Marittimo, con direzioni prevalenti verso Ovest e SO. Come per l'analisi statistica dei dati di vento, l'analisi di dati relativi a determinate fasce temporali ha evidenziato alcune importanti differenze con quello che potrebbe sembrare il trend generale. Per tale motivo si è

pensato di isolare i soli dati relativi al semestre invernale, ove le mareggiate hanno un maggiore effetto erosivo sulla costa in quanto generalmente più intense, effettuando 3 simulazioni per 3 decenni diversi, coincidenti con gli intervalli di tempo usati per il modello HMM e selezionando i soli mesi invernali. Come era già apparso nei grafici polari e nei risultati dell'HMM, si sono avuti risultati diversi a seconda dell'intervallo di tempo selezionato. La cosa più importante da sottolineare è la presenza nel primo (1960-1971) e nel terzo decennio (2000-2011) di una corrente prevalente che da Sud si dirige verso Nord, l'opposto di quanto accade nel secondo decennio (1980-1991), dove tra l'altro si è riscontrata una minore velocità della corrente generata dal vento. Questo concorda con quanto è risultato dall'HMM, compreso l'aumento della velocità del vento nell'ultimo decennio che porta a velocità maggiori anche per le correnti. Questo risultato può essere molto importante se si considera che, ad esempio, nel lavoro svolto dall'Autorità di Bacino della Regione Calabria nel 2013 si afferma che il trasporto netto longitudinale è diretto da Nord a Sud. È possibile che tale trasporto perciò sia influenzato dal mutamento nelle direzioni di provenienza, di frequenza e velocità del vento, non solo a livello decennale ma anche e soprattutto a livello stagionale, e che opere di difesa pensate per contrastare o limitare la perdita di sedimento secondo una direzione, possano risultare meno efficaci in una situazione mutevole del vento e, conseguentemente, del moto ondoso.

Le simulazioni effettuate per testare l'efficacia delle opere di difesa hanno evidenziato come il vento sia in grado di generare correnti che passano tra la linea di riva e i frangiflutti, con velocità del tutto paragonabili a quelle delle *longshore currents* e con una accelerazione del flusso soprattutto nelle zone dove dovrebbero essere presenti dei tomboli tra un frangiflutto e la linea di riva e nei pressi dei pennelli. È molto probabile infatti che queste siano zone dove si ha un innalzamento della spiaggia sommersa per accumulo di sedimenti che porta ad una compressione del flusso e quindi a una sua accelerazione. È inoltre risultato chiaro come non vi siano in realtà sostanziali differenze tra la simulazione con le opere di difesa integre e quelle danneggiate. Il vento, esercita la sua azione su tutta la superficie marina sia all'interno che all'esterno delle opere, è in grado di mettere in moto una corrente nonostante le opere di difesa siano state costruite per contrastare il moto ondoso. La presenza di tali opere, pur essendo progettate per generare un pascimento naturale (come cuspidi e tomboli) sopraflutto i pennelli e nella zona sottoflutto i frangiflutti, porta in realtà all'accelerazione di un flusso di corrente che trasporta e allontana materiale fuori dalle opere di difesa. Va considerato inoltre che, pur essendo le opere concepite per contrastare il moto ondoso, è possibile che le intense mareggiate capaci di originare onde in grado di superarle possano mettere in sospensione del sedimento nella zona interna e che la corrente generata dallo stesso vento possa innescare una corrente lungo riva in grado di allontanare il sedimento più fine, considerando anche il fatto che, oltre ai 3 frangiflutti danneggiati, anche il pennello settentrionale si mostra fortemente compromesso, permettendo al flusso proveniente da Sud di uscire più facilmente. Ciò potrebbe spiegare lo scarso accumulo prodotto dalle opere di difesa, presenti già dal 1986. Va ricordato comunque che l'area di studio non è un'unità fisiografica a sé stante e, pertanto, potrebbe essere influenzata dalle dinamiche che intercorrono nelle aree limitrofe. Tuttavia, la presenza delle sporgenze verso mare del promontorio di Diamante e di Capo Bonifati, che sono risultate essere in grado di deviare il flusso idrodinamico delle correnti da Nord e da Sud verso il mare aperto, rende possibile considerare il tratto costiero una sub unità fisiografica a grande scala.

Le linee di riva a disposizione hanno dimostrato come l'area sia soggetta a una forte crisi erosiva sin dalla seconda metà del 1800, che ha comportato un notevole arretramento della spiaggia, e come si sia tentato di contrastare tale fenomeno con la costruzione di diverse opere di difesa

lungo l'intero tratto. Una delle zone più soggette ad erosione, fino al 2006, è proprio quella prospiciente la serie di frangiflutti e pennelli a Nord di Capo Tirone, una zona che coincide, secondo la simulazione S.WA.N. della propagazione dell'onda di picco del dataset relativo alla boa di Cetraro, con un'area dove a largo si ha un incremento dell'altezza dell'onda piuttosto che una sua progressiva dissipazione procedendo verso costa. Inoltre, secondo le simulazioni con Mohid Water dei semestri invernali, tale zona è anche quella dove il flusso proveniente da Capo Bonifati e diretto verso NO (e quindi verso il mare aperto) devia verso NE e raggiunge il litorale del comune di Belvedere Marittimo, proseguendo poi, parallelamente alla costa, verso Diamante.

Un confronto tra le linee di riva e i risultati dei modelli idrodinamici simulati ha messo in evidenza come l'aumento di velocità del flusso idrodinamico, che presenta i suoi massimi nel semestre invernale nel tratto compreso tra Diamante e Capo Tirone, nel periodo 2000-2011, abbia evidentemente comportato una maggiore crisi erosiva lungo tale tratto, nonostante il largo impiego di opere di difesa. Questa porzione di costa, infatti, non presenta una fase di avanzamento degli arenili come invece è risultato per il tratto a Sud di Capo Tirone a partire dal 2002 in poi. Ciò è imputabile, oltre che a cause antropiche, anche alla maggiore energia delle correnti generate dal vento, riscontrata nel semestre invernale del suddetto periodo. Tale corrente inoltre, al contrario da quanto riportato dal Master Plan degli interventi di mitigazione del rischio di erosione costiera (Regione Calabria Autorità di Bacino, 2013), fluisce da Sud verso Nord, riuscendo a penetrare tra le opere di difesa e risulta libera di fluire successivamente all'esterno delle aree delimitate dai pennelli. Questo comportamento potrebbe spiegare la mancanza di forme di deposito (come i tomboli) in questa particolare area, essendo parte del sedimento trasportato verso il mare aperto, come è risultato anche dalle analisi tessiturali, soprattutto tra i canyon sottomarini venutisi a formare tra i frangiflutti (Bellotti et al., 2009).

Dal bilancio sedimentario secondo la regola di Bruun (Walkden & Dickson, 2008) è risultato un valore positivo con un avanzamento complessivo della linea di riva dal 2002 in poi, anche se con valori molto modesti. Va considerato inoltre che il litorale è completamente listato da opere di difesa aderenti, distaccate longitudinali e trasversali che hanno reso il litorale "roccioso". Il risultato di questi interventi, osservando la comparazione con l'ultima linea di riva (2015), è infatti soltanto una sorta di "congelamento" della situazione. Se è vero che la linea di riva sembra aver arrestato il suo arretramento, le opere di difesa sono insufficienti a garantire la difesa delle zone costiere sensibili, che molto spesso durante le violente mareggiate invernali subiscono danni sino all'entro terra. È inoltre vero che dove ci si sarebbe aspettato un ripascimento naturale tra le opere di difesa, molto spesso (soprattutto a Nord di Capo Tirone) questo non è stato riscontrato.

CAP. 6 – CONCLUSIONI

È noto come, a livello mondiale, circa il 70% delle coste mobili sia soggetto a intensi fenomeni erosivi che, a partire dagli anni '50-'60, hanno reso necessaria la costruzione di opere di difesa (Nordstrom, 2000). Queste ultime spesso non hanno prodotto pascimenti sufficienti a ripristinare le ampiezze antecedenti la crisi erosiva. In Italia l'arretramento delle spiagge ha riguardato oltre il 50% dei litorali sabbiosi e in particolare la Calabria è stata oggetto di numerosi piani e progetti regionali atti a contrastare l'erosione costiera. Nello specifico, nella presente tesi, è stato esaminato il paraggio tirrenico compreso fra Diamante e Capo Bonifati (CS), che presenta i più cospicui fenomeni di erosione della Calabria e che risulta listato da diverse tipologie di opere di difesa costruite a partire dagli anni '60. Tali difese, ad oggi, non sembrano però aver prodotto i risultati attesi. Il paraggio ha prossima la boa di Cetraro della R.O.N., ma soprattutto la stazione anemometrica di Bonifati (che presenta registrazioni a partire dal 1961, con più di 50 anni di dati), che hanno permesso quindi la ricostruzione del clima meteomarinario. Data la scarsità di dati ondometrici a disposizione (poco meno di 10 anni), l'analisi di quelli anemometrici ha permesso di individuare i cambiamenti in termini di ventosità e regime dei venti, responsabili del moto ondoso, a sua volta principale agente morfogenetico e morfodinamico del litorale. Da queste valutazioni sono quindi state eseguite delle simulazioni con modelli numerici che, paragonandone i risultati con l'andamento della linea di riva nel corso del periodo studiato, hanno permesso di stabilire gli effetti di tali variazioni su quest'ultima.

Di notevole importanza è stato il fattore scala dell'area esaminata, dato che, sebbene diversi articoli abbiano trattato l'argomento *climate change* correlato al rischio costiero a livello regionale, generalmente riguardanti grandi aree come l'Oceano Atlantico, il Mare del Nord, l'intero bacino del Mediterraneo o larghe porzioni di esso (Camuffo et al., 2000; De Winter et al., 2013; Giorgi & Lionello, 2008; Lionello et al., 2008; Matulla et al., 2012; Pirazzoli et al., 2002; Pirazzoli et al., 2003; Pirazzoli et al., 2009; Weisse et al., 2012), sono invece rari i casi in cui sono stati effettuati studi focalizzati su tratti di costa di poche decine di chilometri, come è stato eseguito nel presente lavoro per il comune di Belvedere Marittimo. Tale approccio ha infatti permesso di evidenziare la variabilità nel verso delle correnti, che sarebbe risultata poco visibile su modelli a scala di minor dettaglio.

L'osservazione dei grafici polari dei dati anemometrici ha consentito di rilevare una variazione nella intensità e distribuzione dei venti avvenuta negli ultimi 50 anni, un risultato che è stato poi validato dall'analisi statistica, tramite l'utilizzo di metodologie classiche e altre appositamente studiate per la presente tesi. È risultato evidente, in particolar modo per la stazione di Bonifati, un aumento dell'intensità e frequenza dei venti foranei, con direzioni di provenienza comprese tra N 180° e N 360°, e in particolare un incremento delle velocità estreme nei tempi di ritorno esaminati, soprattutto nell'ultimo decennio (2001-2010). Si è infatti rilevato che in un tempo di ritorno di 5 anni si ha un incremento di circa 10 nodi di velocità dell'evento estremo. Questo risultato enfatizza nuovamente l'importanza di uno studio a livello locale, vista la tendenza generale nel bacino del Mediterraneo alla diminuzione delle velocità degli eventi estremi (Wang et al., 2006; Beniston et al., 2007; Giorgi & Lionello, 2008; Lionello et al., 2008). Sono risultati inoltre, in alcuni casi, delle variazioni nel regime anemometrico e nella percentuale di calme. Dalla breve serie storica dei dati ondometrici è emerso un incremento dell'altezza d'onda significativa e conseguentemente della profondità di chiusura della zona esaminata, che comporta un ampliamento della spiaggia sommersa e una estensione della zona dei frangenti. Tutto ciò ha poi trovato riscontro nelle simulazioni dell'idrodinamica innescata dal vento, effettuate con Mohid Water, che hanno

evidenziato un andamento stagionale delle correnti differente dall'andamento annuale proposto da precedenti lavori (Regione Calabria Autorità di Bacino, 2013). Sembra infatti che, a Nord di Capo Tirone, la corrente lungo riva generata dal vento, durante i mesi invernali, inverta il suo verso negli ultimi due decenni (da una corrente che fluisce da Nord a Sud ad una che va da Sud a Nord), pur permanendo la presenza di correnti più distali la costa fra Diamante e Capo Bonifati che non mutano la loro direzione media. Questo sottolinea come un modello con scala a maggior dettaglio possa fornire informazioni utili per una miglior gestione di un determinato tratto di costa. L'efficacia delle opere di difesa, progettate generalmente per durare tra i 5 e i 10 anni, può infatti venir meno se queste sono sottoposte a ondate più frequenti e intense rispetto a quelle stimate e con direzione mutevole nel tempo. Nell'area esaminata non sono stati rari interventi di riparazione di opere danneggiate da forti mareggiate. Va inoltre considerato che venti più intensi, registrati nel semestre invernale del periodo 2000-2011, sono in grado di generare delle correnti con velocità paragonabili a quelle delle *longshore currents*, sia all'esterno che all'interno delle aree protette dalle opere di difesa progettate per contrastare il moto ondoso. Tali correnti generate localmente dal vento possono produrre una perdita di sedimenti, messi già in sospensione dalle onde in grado di superare in altezza i frangiflutti. Queste correnti, più intense nei mesi invernali e dirette verso nord, sembrano in grado di danneggiare i pennelli, in particolare quello sito più a Nord. È risultato chiaro comunque che le numerosissime opere di difesa su tutto il litorale studiato, hanno in qualche modo arrestato l'erosione, accettando però come compromesso la quasi totale cementificazione della linea di riva, trasformando di fatto buona parte del litorale da costa bassa a una costa "alta". Allo stesso modo è altrettanto evidente come le opere non abbiano favorito la deposizione di sedimento alle terga delle stesse, creando veri e propri tomboli, ma in taluni casi soltanto delle piccole cuspidi.

Dallo studio effettuato è stato quindi possibile dimostrare come, in particolar modo nell'ultimo decennio (2001-2010) alla stazione anemometrica di Bonifati (quella più prossima al tratto di litorale esaminato), vi sia stato un reale cambiamento nell'andamento del vento nel senso di un aumento di frequenza e intensità proprio nei quadranti di provenienza dei venti foranei. Questo ha trovato alcuni riscontri nella comparazione con i dati ondametrici. Le simulazioni relative al regime idrodinamico hanno messo in evidenza zone a più elevata energia. In particolare, nei pressi del tratto a Nord di Capo Tirone, già protetto da numerosi frangiflutti e pennelli (attualmente danneggiati), si rileva una zona a maggior rischio dove le difese non sono state in grado di contrastare efficacemente l'erosione attraverso l'accumulo naturale di sedimento e dove, anzi, si rilevano evidenti segni di perdita di sedimento verso mare. È importante ricordare come siano risultate sostanziali differenze nel regime stagionale a livello locale, dato che proprio durante la stagione invernale, quando si hanno generalmente gli eventi più intensi, si ha un'inversione del verso della corrente generata dal vento rispetto al trend generale. Tutto ciò sembra trovare conferma con la comparazione delle linee di riva, che hanno evidenziato nella zona a Nord di Capo Tirone un'area, nel corso dell'intero periodo studiato, costantemente in arretramento, nonostante il largo impiego di opere di difesa.

È dunque possibile affermare che la riparazione o ricostruzione di opere di difesa, progettate secondo criteri basati su una stima del clima meteomarinario stabile nel tempo, sia da considerare non idonea. Lo studio ha infatti evidenziato, soprattutto a livello locale e in finestre temporali di qualche decennio (o stagionali), come le variazioni anemometriche possano essere considerevoli e in grado di influenzare l'idrodinamica costiera.

In conclusione, la carenza/assenza di dati ondametrici, ha comportato l'utilizzo di serie storiche di dati anemometrici, in grado di fornire attendibili dati sulla variabilità del clima meteomarinico e sull'idrodinamica costiera. Tale metodologia è applicabile su spiagge a regime ondoso e microtidale, anche di breve estensione (pochi chilometri). Ciò, può essere un valido strumento per:

- una previsione di possibili cambiamenti nel regime delle onde con ovvie ripercussioni sulla stabilità delle opere di difesa;
- una più corretta progettazione delle opere stesse (posizionamento e dimensionamento);
- una più ottimale scelta della tipologia di opere di difesa della spiaggia.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. & LUPIA PALMIERI E., 1991. *La dinamica dei litorali e l'uomo. In: Il globo terrestre e la sua evoluzione*. Edizione Zanichelli, 426-432.
- BELLOTTI P., CAPUTO C., DAVOLI L., EVANGELISTA S., PUGLIESE F., 2009. *Coastal protections in Tyrrhenian Calabria (Italy): Morphological and Sedimentological feedback on the vulnerable area of Belvedere Marittimo* – Geogr. Fis. Dinam. Quat. 32
- BELLOTTI P., CAPUTO C., EVANGELISTA S., BRAMATI M.C., TARRAGONI C., DAVOLI L., PUGLIESE F., RAFFI R., LUPIA PALMIERI E., 2011. *Climate change and Natural Hazard*. Il Report WP1 a cura di Vishwas S. Kale. SECOA: *Solutions for Environmental contrasts in Coastal Areas*. 7° Programma Quadro. www.projectsecoa.eu
- BENISTOM M., STEPHENSON D. B., CHRISTENSEN O. B., FERRO C. A. T., FREI C., GOYETTE S., HALSNAES K., HOLT T., JYLHA K., KOFLI B., PALUTIKOF J., SCHOLL R., SEMMLER T., and WOTH K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81, 71–95.
- BRAMATI, M.C., TARRAGONI, C., DAVOLI, L., RAFFI, R., 2014. *Extreme rainfall in coastal metropolitan areas of Central Italy: Rome and Pescara case studies*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 37(1), 3-13.
- CAMUFFO, D., SECCO, C., BRIMBLECOMBE, P., MARTIN-VIDE, J., 2000. *Sea storms in the Adriatic Sea and the Western Mediterranean during the last millennium*. *Clim. Change* 46, 209–223.
- CAPPÉ O., MOULINES E., RYDEN T., 2005. *Inference in hidden Markov models*. Springer Series in Statistics. Paris, France: Springer.
- COLES S., 2001. *An introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer-Verlag London Limited.
- D'ALESSANDRO L., DAVOLI L., GIALLOMBARDO A., 1981. *Regime anemometrico del litorale tirrenico della Calabria*. *Rivista di Meteorologia Aeronautica* XLI. N.2, 2-15
- D'ALESSANDRO L., DAVOLI L., LUPIA PALMIERI E., 1987. *Evoluzione storica e recente del litorale fra Capo Palinuro e Capo Bonifati (Campania-Basilicata-Calabria)*. Tipografia S.G.S., Roma.
- D'ALESSANDRO L., DAVOLI L., LUPIA PALMIERI E., RAFFI R., 2002. *Natural and anthropogenic factors affecting the recent evolution of beaches in Calabria (Italy)*. *Applied Geomorphology: Theory and Practice*, Edited by R. J Allison. 2002 John Wiley & Sons, Ltd.
- DE WINTER R.C., A. STERL, B.G. RUESSINK, 2013. *Wind extremes in the North Sea Basin under climate change: An ensemble study of 12 CMIP5 GCMs*. *Journal of Geophysical Research*. Volume 118, Issue 4, 27 February 2013, Pages 1601–1612.
- FLATHER R. A., 1976. *A tidal model of the northwest European continental shelf*. *Mem. Soc. R. Sci. Liege, Ser. 6*, 10, 141-164.

- FOX E.B., SUDDERTH E.B., JORDAN M.I., WILLISKY A.S., 2011. *A sticky HDP-HMM with application to speaker diarization*. Ann Appl Stat. 2011;5:1020–1056.
- GIORGI F., LIONELLO P., 2008. *Climate change projections for the Mediterranean region*. Global and Planetary Change, 63, 90-104.
- GUIDUCCI F., LO PRESTI F., SCALZO M., 1993. *Intervento di ripascimento tra S. Paola e S. Lucido (CS)*. In: "La difesa dei litorali in Italia". Edizione delle Autonomie, Roma, 34, 195-214.
- HALLERMEIER, R.J., 1981. *A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate*. Coastal Engineering, 4, 253-277
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007. The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- JAMES G., WITTEN D., HASTIE T., TIBSHIRANI R., 2013. *An Introduction to Statistical Learning with Applications in R*. Springer Series in Statistics.
- KOMAR P.D., 2011. *Coastal Erosion Processes and Impact*. Treatise on Estuarine and Coastal Science, 285-308.
- LIONELLO P., COGO S., GALATI M.B., SANNA A., 2008. *The Mediterranean surface wave climate inferred from future scenario simulations*. Global and Planetary Change, 63, 152-162.
- LUPIA PALMIERI E., D'ALESSANDRO L., DAVOLI L., FREDI P., RAFFI R., 1985. *Atlante delle spiagge italiane*. CNR. Stampato da S.E.L.C.A. di Firenze.
- MASTRANTONIO G., CALISE G., 2016. *Hidden Markov model for discrete circular–linear wind data time series*. Journal of Statistical Computation and Simulation.
- MATULLA C., HOFSTÄTTER M., AUER I., BÖHM R., MAUGERI M., VON STORCH H., KRUEGER O., 2012. *Storminess in northern Italy and the Adriatic Sea reaching back to 1760*. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C 40-41, 80-85. Online publication date: 1-Jan-2012.
- NORDSTROM K.F., 2000. *Beaches and Dunes of Development Coast*. Cambridge University Press, Cambridge.
- P.D. KOMAR, 2011. *Coastal Erosion Processes and Impacts*. Treatise on Estuarine and Coastal Science, 285-308.
- PAROTTO M., PRATURLON A., 2004. *The southern Appennine Arc*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence – 2004, 33-58.
- PIRAZZOLI P. A., TOMASIN A., 2003. Recent near-surface wind changes in the Central Mediterranean and Adriatic areas. International Journal of Climatology 23.
- PIRAZZOLI P. A., TOMASIN A., ULLMANN A., 2009. *Air-sea interaction in the Central Mediterranean: are surge-generating winds changing?* Bollettino Geofisico, 2009, 3 (4), pp.5-21. <hal-00440443>
- PIRAZZOLI P.A., TOMASIN A., 2002. *Recent evolution of surge-related events in the northern Adriatic Area*. J Coast. Res. 18:3, 537–554.

- PRANZINI E., 2004. *La forma delle coste. Geomorfologia costiera, impatto antropico e difesa dei litorali*. Zanichelli, Bologna, Novembre 2004.
- REGIONE CALABRIA AUTORITÀ DI BACINO, 2013. *Master Plan degli interventi di mitigazione del rischio di erosione costiera in Calabria*.
- REGIONE CALABRIA AUTORITÀ DI BACINO, rev. Ottobre 2010. *POR 2002-2006*. HR Wallingford.
- TARRAGONI, C., BELLOTTI, P., DAVOLI, L., 2015 (b). *Natural and anthropogenic forcing during the last two centuries in the Ombrone delta (southern Tuscany-central Italy)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 15 (1), 5-16.
- TARRAGONI, C., BELLOTTI, P., DAVOLI, L., PETRONIO, B.M., PIETROLETTI, M., 2011. *Historical and recent environmental changes of the Ombrone delta (Central Italy)*. Journal of Coastal Research, 61, 344 -352.
- TARRAGONI, C., BELLOTTI, P., DAVOLI, L., RAFFI, R., LUPIA PALMIERI, E., 2014. *Assessment of coastal vulnerability to erosion: The case of Tiber River Delta (Tyrrhenian Sea, Central Italy)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment 14 (2), 5-16.
- TARRAGONI, C., DAVOLI, L., LUPIA PALMIERI, E., 2015 (a). *Coastal vulnerability analysis along the coast of Pescara (Adriatic Sea, central Italy)*. Nova Science Publishers, Inc. Book Chapter in : Coastal and Beach Erosion: Processes, Adaptation Strategies and Environmental Impacts , 29-47 . ISBN: 978-163482332-6;978-163482307-4.
- TORTORICI L., 1982. *Lineamenti geologico-strutturali dell'arco Calabro-Peloritano*. Rend. Soc. It. Di Min. e Petr. 38, 927-940.
- WALKDEN M., AND DICKSON M., 2008. *Equilibrium erosion of soft rock shores with a shallow or absent beach under increased sea level rise*. Marine Geology 251(1-2):75-84.
- WANG X.L. & SWAIL V.R., 2006. *Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights*. Climate Dynamics, 26, 109-126.
- WANG X.L., SWAIL V.R., ZWIERS F.W., 2006. *Climatology and changes of extratropical storm tracks and cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP/NCAR Reanalysis for 1958–2001*. J. Clim. 19, 3145–3166.
- WASA Group, 1998. *Changing Waves and Storms in the Northeast Atlantic?* Bulletin of the American Meteorological Society. May 1998, Vol. 79, No. 5. Published online on 1 May 1998.
- WEISSE R., H. VON STORCH, H. D. NIEMEYER, H. KNAACK, 2012. *Changing North Sea storm surge climate: An increasing hazard?* Ocean & Coastal Management. Volume 68, November 2012, Pages 58–68. Special Issue on the Wadden Sea Region.

RINGRAZIAMENTI

A conclusione di questo lavoro di Tesi ringrazio innanzi tutto il Dipartimento di Scienze della Terra per avermi guidato e accompagnato in questi tre anni, professori e compagni dottorandi. Un particolare ringraziamento va alla Professoressa Lina Davoli e al Professore Piero Bellotti per i numerosi insegnamenti, consigli e per la loro sempre presente disponibilità.

Vorrei inoltre ringraziare: il C.N.M.C.A. dell'Aeronautica Militare per aver fornito i dati su cui il lavoro è basato; Antonello Bruschi dell'I.S.P.R.A. per le consulenze riguardanti i dati ondametrici; il Professore Ramiro Neves e il suo team del Maretec, all'I.S.T. di Lisbona, per l'utilissimo tirocinio svolto presso la loro struttura, per la loro accoglienza e per la bellissima esperienza all'estero; la Professoressa Giovanna Jona Lasinio e Gianluca Mastrantonio del Dipartimento di Statistica della Sapienza, Università di Roma, per l'insostituibile supporto che mi hanno fornito.

Lascio in ultimo il ringraziamento più importante, alla mia famiglia e a tutte le persone che mi sono vicino nel privato, sempre pronti a sostenermi in ogni mio progetto e pensiero.